

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



TESIS DOCTORAL

**La evolución geomorfológica de la cuenca de drenaje del río Lozoya
(Comunidad de Madrid, España)**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Theodoros Karampaglidis

Directora

María Belén Fernández Fuentes

Madrid, 2015

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Geodinámica



LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA CUENCA DE DRENAJE DEL
RÍO LOZOYA (COMUNIDAD DE MADRID, ESPAÑA).

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Theodoros Karampaglidis

Bajo la dirección de los doctores

Alfredo Pérez-González

Alfonso Benito Calvo

Javier Pedraza

Madrid, 2014

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Geodinámica



LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA CUENCA DE DRENAJE DEL
RÍO LOZOYA (COMUNIDAD DE MADRID, ESPAÑA).

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Theodoros Karampaglidis

Madrid, 2014



U N I V E R S I D A D
COMPLUTENSE
M A D R I D



CENIEH

Centro Nacional de Investigación
sobre la Evolución Humana

**LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA CUENCA DE
DRENAJE DEL RÍO LOZOYA (COMUNIDAD DE MADRID,
ESPAÑA).**

Theodoros Karampaglidis

Directores:

Alfredo Pérez-González,

Director del Centro Nacional de
Investigación de la Evolución Humana

Alfonso Benito-Calvo

Responsable de Grupo de
Investigación: Geomorfología y
Reconstrucciones Paleogeográficas.
Centro Nacional de Investigación
de la Evolución Humana

Fdo.: Alfredo Pérez-González

Fdo.: Alfonso Benito-Calvo

Javier Pedraza Gilsanz,

Profesor Titular, Facultad de Ciencias Geológicas,
Universidad Complutense de Madrid

Tutor:

Fdo.: Javier Pedraza Gilsanz

TESIS DOCTORAL

Madrid, 2014

AGRADECIMIENTOS

Quizás estas últimas líneas, algo paradójico apareciendo como los primeros párrafos de este trabajo, son las más emocionantes, complejas y fatigosas para poder expresar con palabras toda la gratitud a las personas que han contribuido cada uno a su manera a todo este largo y perplejo camino.

De esta forma, primero quiero expresar mi sincero agradecimiento a mi director Alfredo Pérez-González que me ha dado la oportunidad de empezar mi odisea al mundo de la investigación, junto con mi otro director Alfonso Benito Calvo, por sus constantes consejos, sugerencias, apoyo, paciencia y ánimos durante todo este tiempo.

Los tres directores, Alfredo Pérez-González (CENIEH), Enrique Baquedano (MAR) Juan Luis Arsuaga (UCM-ISCIIII), del proyecto de las excavaciones arqueológicas-paleontológicas del Pinilla del Valle (Comunidad de Madrid) financiado por la Comunidad de Madrid, Ministerio de Cultura Español y del Grupo Mahou, de la obtención de una beca para poder realizar esta tesis. Además, agradecer dicho proyecto para la ayuda financiera y el alojamiento durante las prolongadas campañas de campo.

De la misma manera, expresar mi gratitud al CENIEH por su cordial acogimiento en sus instalaciones los últimos 5 años.

A agradecer a Caja de Burgos por su ayuda financiera mediante el programa de ayudas a jóvenes excelentes (2010 y 2011) y a Banco Santander para financiar parte de mi estancia a Escocia mediante el programa de movilidad del personal investigador modalidad A (2011).

A Javier Pedraza que aceptó sin ningún reparo y con toda la predisposición del mundo la tutoría de la Tesis.

Al grupo espeleológico Edelweiss y a particular a Ana y a Miquel de enseñarme mucho sobre el mundo subterráneo que tanto conocen.

También, a Ángel Rodés por toda su ayuda y apoyo para conocer y comprender este perplejo mundo que engloban los rayos cosmogénicos. Además, agradecer a él y a Maria por su hospitalidad y su afable acogida que me han ofrecido durante mi estancia en SUERC (Escocia) en los laboratorios de los isótopos cosmogénicos de ^{10}Be y ^{26}Al o en alguna cervecería de Glasgow.

De la misma forma, a dar las gracias a todo el Equipo de las excavaciones arqueológicas-paleontológicas de Pinilla del Valle. Especialmente a Cesar, Mari, Belén, Crispi, Iñagi, Epi, Enrique M., Sergio, Joaquín, Anabel, Juan, Maiku, Marian, Paloma, Rosa, Marina y a todos los que han participado en estas (que seguramente necesitaría dedicar mucho espacio y tiempo para memorarlos todos así que espero que me perdonen por no nombrarlos) por su atención y colaboración que me han ofrecido todo este tiempo y como no darles las gracias por las charlas que hemos mantenido con muchos de ellos echando un café o unas birras.

A mis colegas y compañeros de CENIEH, Mat, Isi, Magio, Joseba, Guille, Ana, Miquel, Carlos, Leti, Lucia, Antoni, Manolo, Raquel, Valentina, Javier, Elena, Pilar, Marina, Lee, Cecilia, Rodrigo y David por compartir del día a día (y muchas noches....).

A Giani, Eleni, Coco, Ache y Seven que me aguantaron como compañero de piso y que siempre han estado dispuestos a echar unas cañas y pasar un buen rato.

A Paco, Marina y a Kukita simplemente por aguantarme y apoyarme todos estos años.

Por último, agradecer de manera especial a mi familia que se que me echaron mucho de menos todos estos años y a Laura por estar conmigo durante todo este periplo.

Muchas gracias a todos.

Índice

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	1
1.1. MARCO GEOGRÁFICO	4
1.2. HIDROGRAFÍA	6
1.3. CLIMA	9
1.4. VEGETACIÓN	12
1.5. SUELOS	13
1.6. ANTECEDENTES	16
1.6.1. <i>Evolución geodinámica</i>	16
1.6.2. <i>Las grandes unidades morfo-estructurales</i>	18
1.6.3. <i>Modelos evolutivos del relieve</i>	21
 2. CONTEXTO GEOLÓGICO	 28
2.1. MATERIALES GEOLÓGICOS	31
2.1.1. <i>Paleozoico</i>	31
2.1.2. <i>Mesozoico</i>	32
2.1.2.1. <i>Triásico</i>	32
2.1.2.2. <i>Cretácico</i>	33
2.1.3. <i>Cenozoico</i>	35
2.1.3.1. <i>Terciario</i>	35
2.1.3.1.1. <i>Paleógeno</i>	35

2.1.3.2.1.1. Depósitos Paleógenos en el Piedemonte Meridional del sector SE del Sistema Central Español (cuenca de Madrid).....	35
2.1.3.2.1.2. Depósitos paleógenos en el sector interior del SE del Sistema Central Español....	36
2.1.3.2.1.3. Depósitos Paleógenos en el Piedemonte Septentrional del sector SE del Sistema Central Español (cuenca de Duero).....	36
2.1.3.1.2. Neógeno.....	38
2.1.3.2.2.1. Depósitos neógenos en el Piedemonte Meridional del sector SE del Sistema Central Español (cuenca de Madrid).....	38
2.1.3.2.2.2. Depósitos neógenos en el sector Interior del SE del Sistema Central Español.....	39
2.1.3.2.2.3. Depósitos neógenos en el Piedemonte Septentrional del sector SE del Sistema Central Español (cuenca de Duero).....	40
2.1.4. Cuaternario.....	42
2.2 CICLOS TECTÓNICOS.....	43
2.2.1. La Orogénesis Varisca.....	43
2.2.2. La Orogénesis Alpina.....	44
3. METODOLOGÍA.....	46
3.1. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	46
3.2. MODELIZACIÓN CUANTITATIVO DE	

PALEOPAISAJES	48
3.2.1. <i>Métodos geoestadísticos (Kriging) y determinísticos (Local Polynomial Interpolación)</i>	50
3.3. ANÁLISIS GEOMORFOMÉTRICO	56
3.3.1. Índice <i>Valley Width to Valley height ratio</i> (Vf).....	58
3.3.2. Índice <i>Stream Lenght-Gradient</i> (SL).....	68
3.3.3. <i>Perfiles longitudinales de elevación, pendiente y curvatura</i>	73
3.3.4. Índice <i>de concavidad (Concavity, SI)</i>	74
3.4. CORRELACIÓN ESTADÍSTICA ENTRE PENDIENTE, CURVATURA, ÍNDICE SL, ELEVACIÓN Y GRUPOS LITOLÓGICOS	74
3.5. DATACIONES MEDIANTE NÚCLIDOS COSMOGÉNICOS ¹⁰Be Y ²⁶Al	79
3.5.1. <i>Conceptos teóricos</i>	79
3.5.2. <i>¹⁰Be y ²⁶Al</i>	78
3.5.3. <i>Estimación de los ratios de producción</i>	86
3.5.4. <i>Correcciones de protección “Shielding Corrections”</i>	88

3.5.4.1. Efecto de apantallamiento “ <i>Topographic shielding</i> ”	89
3.5.4.2. Espesor de la propia muestra “ <i>Shelf shielding</i> ”	90
3.5.4.3. Corrección por nieve “ <i>Snow Cover</i> ”	91
3.5.5. Muestreo.....	91
3.5.5.1. Muestreo de las terrazas erosivas del Valle de Lozoya.....	91
3.5.5.2. Muestreo del glacis aluvial de piedemonte (nivel SD3) localizado en la zona de La Mierla.....	93
3.5.6. Tratamiento de aislamiento desde el cuarzo de los núclidos cosmogénicos ^9Be y ^{26}Al y su medición mediante el Acelerador de Espectrometría de Masa (AMS).....	94
3.5.7. Datación por exposición.....	95
3.5.7.1. Superficies de exposición sin erosión ($\epsilon=0$).....	96
3.5.7.2. Superficies de exposición con erosión ($\epsilon\neq 0$).....	97
3.5.7.3. Dataciones por enterramiento (“ <i>Burial dating</i> ”).....	103
3.5.7.3.1. Enterramiento completo y rápido.....	104
3.5.7.3.2. Enterramiento lento o incompleto con concentración heredada variable.....	104
3.5.7.3.2.1. Perfiles de profundidad para realizar dataciones por enterramiento.....	105

4. CARTOGRAFÍA DEL DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	109
4.1. INTRODUCCIÓN	109
4.2. LOS ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS	112
4.2.1. <i>Morfologías estructurales</i>	112
4.2.2. <i>Morfologías gravitacionales</i>	113
4.2.3. <i>Morfologías fluviales</i>	117
4.2.3.1. Sector de Lozoya	122
4.2.3.2. Sector Buitrago de Lozoya	133
4.2.3.3. Sector Atazar	136
4.2.3.4. Sector de Cerro de Oliva	141
4.2.3.5. Datación de dos terrazas rocosas del Río Lozoya mediante los isótopos cosmogénicos Be-10 y Al-26	145
4.2.4. <i>Morfologías glaciares y periglaciares</i>	150
4.2.5. <i>Morfologías lacustres y endorreicas</i>	151
4.2.6. <i>Meteorización química en rocas carbonatadas, cristalinas y silíceas</i>	151
4.2.7. <i>Formas poligénicas o de difícil adscripción</i>	155
4.2.8. <i>Análisis geomorfológico del karst de Pinilla del Valle donde se encuentran los yacimientos Pleistocenos de Calvero de la Higuera (Comunidad de Madrid, España)</i>	157
4.2.8.1. Introducción	157

4.2.8.2. La litología del subsuelo.....	158
4.8.2.3. Las cavidades del complejo sistema kárstico de los yacimientos del pinilla del valle.....	159
4.8.2.3.1. El Sistema de galerías de Camino.....	159
4.2.8.3.2. El abrigo de Navalmaillo.....	164
4.2.8.3.3. Cueva de la Buena Pinta.....	170
4.2.8.3.4. El sistema de galerías de Des-Cubierta.....	173
4.2.8.4. Síntesis del modelo de la evolución del karst del Pinilla del Valle.....	181

5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y

RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE..... 184

5.1. ANÁLISIS MORFOLÓGICO-TEMPORAL MEDIANTE LOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS..... 184

5.1.1. Resultados y discusión..... 186

5.1.1.1. Análisis del Vf índice..... 187

5.1.1.2. Análisis del perfil longitudinal del Río Lozoya y los afluentes más importantes de su cuenca de drenaje del Río Lozoya..... 189

5.2. ESTUDIO MORFOLÓGICO DE LA RED DE DRENAJE DE LA CUENCA DEL RÍO LOZOYA DESDE UN PUNTO DE VISTA MORFO-ESTADÍSTICO..... 215

5.2.1. Resultados y discusión.....	215
5.3. RECONSTRUCCIÓN DE LOS NIVELES DE BASE.....	220
 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO.....	 227
6.1. INTRODUCCIÓN.....	227
6.2. ÁREA DE ESTUDIO DE LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN.....	230
6.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	235
6.3.1. <i>Evolución geomorfológica durante el Cenozoico.....</i>	<i>235</i>
6.3.1.1. Los niveles erosivos de “Cumbres” (SC).....	235
6.3.1.2. Superficies de erosión Neógenas.....	238
6.3.1.2.1. El piedemonte meridional.....	238
6.3.1.2.2. El sector interno en el NE del SCE.....	243
6.3.1.2.3. El piedemonte septentrional.....	247
6.3.2. <i>Dataciones mediante núclidos cosmogénicos ^{10}Be y ^{26}Al del nivel SD3 en La Mierla.....</i>	<i>250</i>

6.4. DISCUSIÓN.....	253
6.4.1. <i>Cronoestratigrafía de las superficies erosivas neógenas.....</i>	<i>254</i>
6.4.2. <i>El modelo evolutivo del relieve en la parte oriental del Sistema Central durante el Cenozoico.....</i>	<i>262</i>

7. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES..... 267

7.1. EL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	267
7.1.1. <i>El modelado morfoestructural y su influencia en la evolución del paisaje.....</i>	<i>267</i>
7.1.2. <i>Las superficies de erosión identificadas como trazas de relieves antiguos.....</i>	<i>268</i>
7.1.3. <i>El modelado fluvial Cuaternario.....</i>	<i>269</i>
7.1.4. <i>El ejemplo glaciario.....</i>	<i>271</i>
7.1.5. <i>Formas relacionadas con procesos de ladera.....</i>	<i>272</i>
7.1.6. <i>Meteorización química en rocas carbonatadas y silíceas.....</i>	<i>272</i>

7.2. EL ESTUDIO MORFOMÉTRICO Y MORFOESTADÍSTICO DE LA CUENCA DE DRENAJE DEL RÍO LOZOYA.....	273
7.3. SÍNTESIS GENERAL.....	275

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 277

ANEXOS

ANEXOS I

Resultados del análisis por fluorescencia por rayos x

ANEXOS II

Análisis mecánico-método pipeta de Robinson

ANEXOS III

*Mapa geomorfológico de detalle a escala 1:50.000 de la
cuenca de drenaje del Río Lozoya*

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La evolución geomorfológica de la
cuenca de drenaje del Río
Lozoya(Comunidad de Madrid, España).

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La presente Tesis Doctoral se planteó para analizar la evolución del paisaje de la cuenca del Río Lozoya, motivada por las características geomorfológicas singulares que presenta, al tratarse de una cuenca intramontana desarrollada íntegramente dentro del Sistema Central. De este modo, el estudio de la evolución geomorfológica del valle del Río Lozoya, se ha realizado mediante la caracterización de los elementos geomorfológicos, su cartografía y su correlación con las cuencas cenozoicas de Madrid al Sur y, en el caso de las superficies de erosión, también con la cuenca del Duero al Norte. Intentar correlacionar y contextualizar la evolución del relieve con sus diferentes etapas geológicas y condiciones fisicoclimáticas de esta región ha sido problemática por la escasa presencia de registros sedimentológicos. Las hipótesis sobre la génesis y la formación de dicho paisaje contemplan una serie de cuestiones. Por ejemplo, la relación de la evolución de los niveles de base del Río Lozoya en función de los cambios climáticos y la compleja historia geológica de la zona Oriental del Sistema Central Español, su correlación con los niveles fluviales de los valles en la cuenca Neógena de Madrid (Río Jarama) y la evolución del relieve durante la fase endorreica en las cuencas neógenas.

De este modo para tratar contestar estas cuestiones con una forma satisfactoria el equipo dirigido por Alfredo Pérez-González y Alfonso Benito-Calvo, ha decidido realizar un estudio que abarca la evolución geomorfológica de la cuenca del Río Lozoya, mediante la caracterización de los elementos geomorfológicos, su cartografía y su correlación con las cuencas cenozoicas de Madrid al Sur y, en el caso de las superficies de erosión,

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

también con la cuenca del Duero al Norte. Intentar correlacionar y contextualizar la evolución del relieve con sus diferentes etapas geológicas y condiciones fisicoclimáticas de esta región ha sido problemática por la escasa presencia de registros sedimentológicos. Las hipótesis sobre la génesis y la formación de dicho paisaje contemplan una serie de cuestiones. Por ejemplo, la relación de la evolución de los niveles de base del Río Lozoya en función de los cambios climáticos y la compleja historia geológica de la zona oriental del Sistema Central Español, su correlación con los niveles fluviales de los valles en la cuenca Neógena de Madrid (Río Jarama), o la evolución del relieve durante la fase endorreica en las cuencas neógenas.

A lo largo del desarrollo de este trabajo ha sido evidente que, para poder otorgar unas respuestas a las cuestiones anteriores en el marco del conocimiento de la distribución y evolución paisajística, se necesitaba un trabajo de detalle en una zona más amplia que la cuenca de drenaje del Río Lozoya, que englobara todas estas problemáticas. De este modo, para poder afrontar esas preguntas, en primer lugar se procedió a la elaboración de una cartografía geomorfológica de detalle del parte oriental del Sistema Central incluyendo los Piedemontes de las cuencas cenozoicas de Madrid y Duero. Esta cartografía se ha realizado mediante SIG y fotografías aéreas, creando una amplia base cartográfica desde distintas escalas y fuentes de información. Una vez hecha la cartografía, se procedió a establecer la secuencia de los niveles de base generados durante la incisión fluvial cuaternaria del Río Lozoya. Establecer la cronología de la secuencia del Río Lozoya ha planteado limitaciones debido a la ausencia de datos cronológicos en su cuenca de drenaje, en parte motivada por la ausencia o escasez de depósitos sedimentarios asociados a los niveles de base (terrazas rocosas). A pesar de estas limitaciones, una primera cronología de los niveles de base del Río Lozoya ha sido estimada por medio de la correlación con el sistema de terrazas del Río Jarama en

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

la cuenca de Madrid, y con los depósitos fluviales localizados en el sistema kárstico del yacimiento Pinilla del Valle (Alto Valle de Lozoya) y en la Cueva del Reguerillo, dentro de la zona de confluencia Jarama-Lozoya. La definición de los distintos niveles de base, también ha permitido identificar una fase correlacionada con la etapa de colmatación en la cuenca neógena de la colmatación terciaria, y fases más antiguas situadas por encima, que han sido relacionadas con superficies de erosión también definidas en otras zonas del Sistema Central y la Cordillera Ibérica. Debido a la compleja historia tectónica, la variedad litológica, la diversidad morfológica y la escasez de depósitos cenozoicos y cuaternarios dentro de la cuenca hacía este propósito aún más difícil. Así que, para poder entender mejor los mecanismos de la evolución del terreno, se decidió completar los diversos trabajos de morfogénesis regional utilizando índices morfométricos y análisis geoestadísticos. Estas técnicas han sido aplicadas utilizando Sistemas de Información Geográfica y han sido útiles para estudiar y analizar zonas donde se conservan antiguas superficies de erosión con sus depósitos, intentar correlacionar con nuestro sector de trabajo, y comprender y cuantificar estos procesos y su relación entre ellos dentro en sus intervalos temporales.

Durante este trabajo, el análisis se ha concentrado en morfologías claves para comprender la evolución paisajística, su levantamiento y los cambios estructurales de este valle, como son los glaciais aluviales de piedemonte y las terrazas rocosas, definidas como morfologías fluviales de carácter erosivo labradas en los materiales cristalinos del Sistema Central. Estos elementos morfológicos están asociados con la evolución de los niveles de base de esta zona, del mismo modo que los depósitos fluviales conservados en la zona del Valle Alto de Lozoya y en la zona de confluencia Jarama-Lozoya, por lo que su cronología es fundamental para entender el modelo evolutivo de esta zona y la formación de dichas morfologías. Establecer la cronología de los dichos elementos ha

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

sido problemática por diferentes causas en cada caso. Los glaciares aluviales, o rañas, se han caracterizado como sediplanos muy bien conservados compuestos por sedimentos de origen aluvial, que forman llanuras aluviales de alta energía. En este caso, su geometría, textura y sobre todo su rango temporal de génesis hacen muy difícil su datación por técnicas numéricas. Por otro lado, en el caso de las terrazas rocosas, la ausencia de depósitos sedimentarios también limita en gran medida la obtención de dataciones numéricas. Sin embargo, el perfeccionamiento de la técnica de datación por Rayos Cosmogénicos hace ahora posible abordar su datación numérica, pudiendo aportar las primeras estimaciones de fechas numéricas a la secuencia de glaciares de piedemonte (Neógeno-Cuaternario) en la parte oriental del Sistema Central Español y de terrazas rocosas del Río Lozoya.

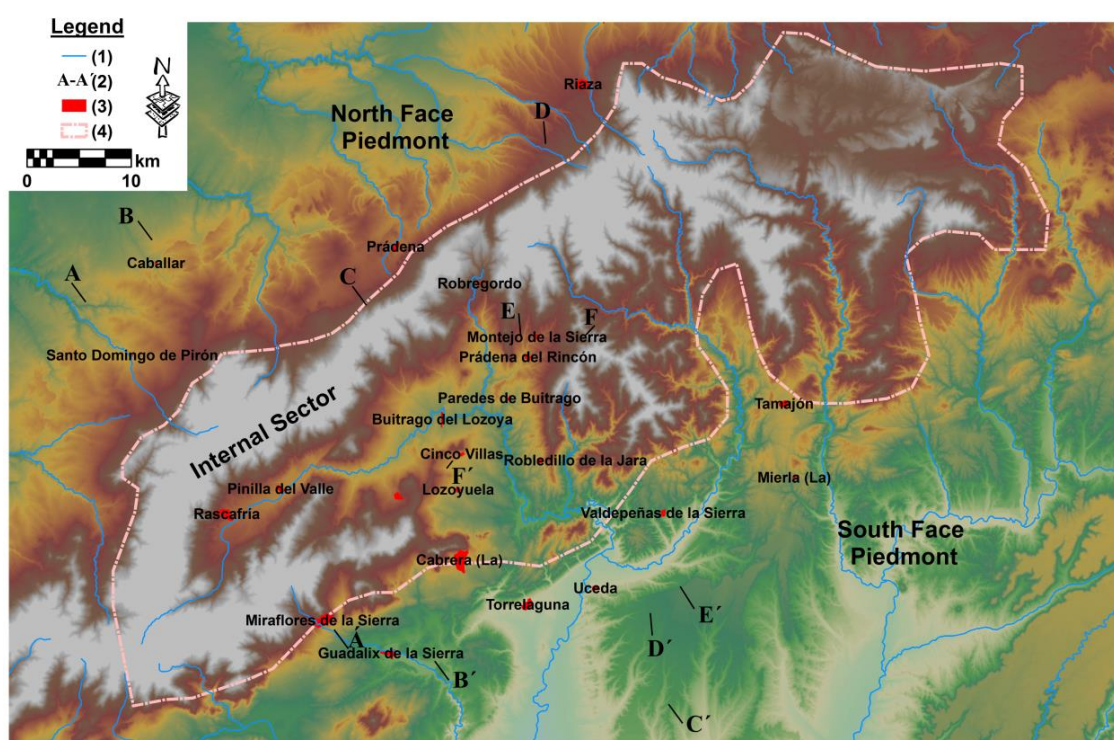
La datación por Rayos Cosmogénicos es un método pionero en España que, sin embargo, presenta una metodología bien establecida. Su utilización en otras zonas ha permitido la datación numérica de superficies erosivas y depósitos, y es aplicable a una gran variedad de materiales geológicos, constituyendo por tanto un método muy propicio para aplicarla a la zona de estudio.

1.1. MARCO GEOGRÁFICO

La cordillera del Sistema Central forma parte de la división natural entre las mesetas norte y sur que conforman la zona centro de la Península Ibérica. Parte de esta comarca constituye la cuenca de drenaje del Río Lozoya que es una depresión tectónica intramontana que forma unas alineaciones de montañas con dirección NE-SW, separando así las dos cuencas cenozoicas, la cuenca de Madrid por Sur y la cuenca de

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Duero por Norte (Figura 1.1). Este sector presenta una clara disimetría en su morfoestructura. El Piedemonte Sur está caracterizado por depresiones tectónicas y superficies suaves formando un modelo erosivo escalado mientras que por el Piedemonte del Norte está delimitado por un escarpe montañoso, con altas pendientes en las laderas del Sistema Central Español y superficies extensas en el área de la cuenca de Duero. La cuenca intramontañosa se desarrolla con una dirección general NW-SE y NNW-SSW y abarca 925 km², estando delimitada el Oeste por las estribaciones Sierra de Guadarrama, al Norte por la Sierra de Somosierra, al Este por la Sierra de Ayllón y al Sur por la Sierra de la Cabrera. Altimétricamente, la cuenca varía desde cotas de 2.428 m en el punto más alto (Pico de Peñalara, Sierra de Guadarrama), hasta las cotas inferiores de 700 m que alcanza hacia el SE, en su zona de unión con el Río Jarama. La cota media de la región es de 1.244 m, mientras que su desviación estándar se sitúa en 332 m.



CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Figura 1.1. Los tres sectores principales de nuestra zona de estudio: Piedemonte Norte, Sector Interior y Piedemonte Sur. Leyenda: (1) La red fluvial principal, (2) Secciones geomorfológicas transversales, (3) Áreas urbanas y (4) Sector interior.

Figure 1.1. The three main sectors: North Face Piedmont, Internal Sector and South Face Piedmont. Legend: (1) The main tributaries of our study area, (2) Transversal geomorphological sections, (3) Urban areas and (4) Internal Sector area.

1.2. HIDROGRAFÍA

Por sus características físicas y las condiciones climáticas, nuestra zona del estudio tiene una red hidrográfica muy densa y con una actividad de aguas superficiales muy alta (Figura 1.2). Las sierras principales de esta región, Guadarrama, Somosierra y Ayllón, hacen de divisoria entre las cuencas de los Ríos Duero, al noroeste, y Tajo, al sureste. En estas montañas nacen numerosos arroyos y algunos Ríos importantes. En la vertiente del Piedemonte Norte nacen los afluentes del Río Duero, como el Duratón, el Riato, Pirón y Riaza, y en la vertiente del Piedemonte Sur nacen los Ríos Guadarrama, Manzanares, Jarama y Lozoya y que son afluentes del Río Tajo. El Río Tajo al igual que el Río Duero desemboca en el océano Atlántico.

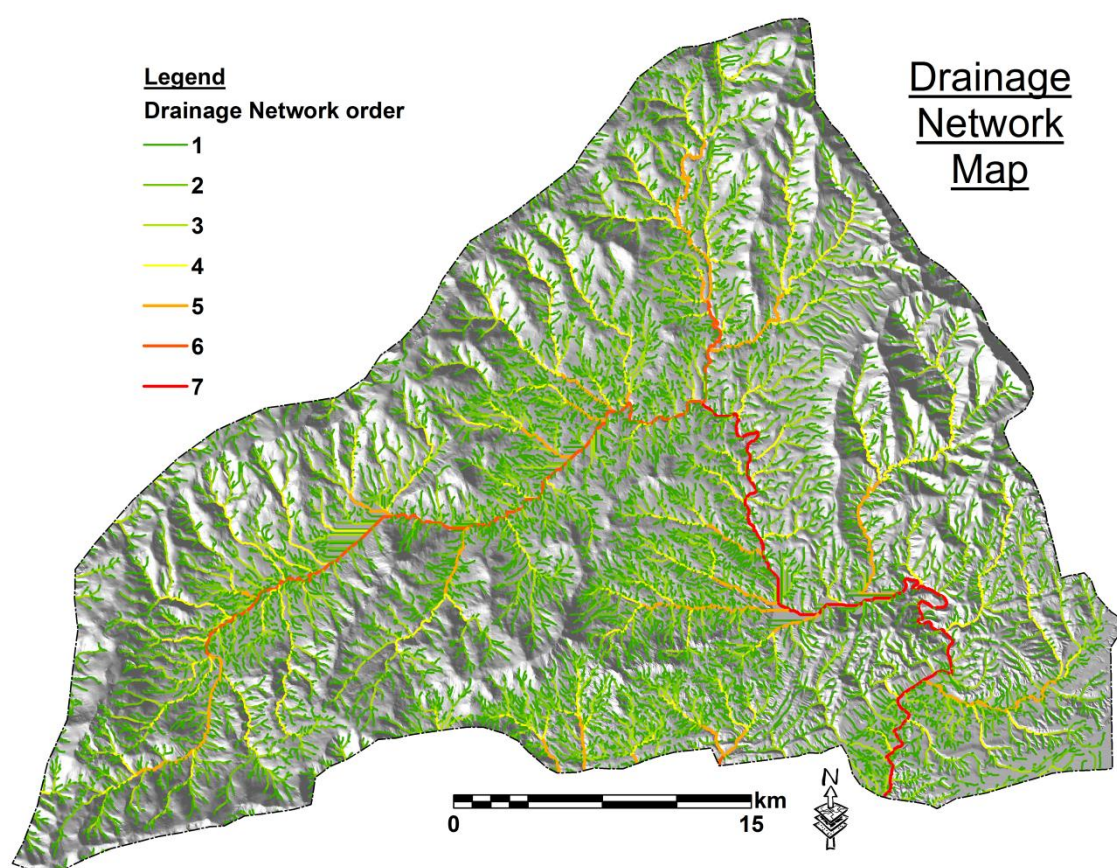


Figura 1.2. Mapa de densidad de la red de drenaje.

Figure 1.2. Drainage network order map.

El Río Lozoya es afluente del Río Jarama y ambos forman parte de la cuenca hidrográfica del Río Tajo. Se puede clasificar como un río de montaña mediterránea en terrenos silíceos. Su curso está modificado en varios tramos para la construcción de 4 embalses (Embalse de Pinilla del Valle, Embalse de Puentes viejas, Embalse de Río Sequillo y Embalse de Atazar; Figura 1.3; Tabla 1.1; Confederación Hidrográfica del Río Tajo). Es un río monomítico, silíceo de zonas húmedas, con temperatura media anual menor de 15° C, pertenecientes a ríos de cabecera y tramos altos. Las precipitaciones pluviales tienen mayor protagonismo que las nivales. Sin embargo, en la zona alta de la cuenca del Lozoya, la escorrentía producto del deshielo puede ser tan importante como la de origen pluvial. El Río Lozoya tiene un caudal muy predecible

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

con una alta constancia infra e interanual. Sus caudales altos son muy frecuentes y además sus estiajes son discontinuos (Baeza Sanz *et al.*, 1997). Su caudal medio tiene unos 9,94 m³/s (Confederación Hidrográfica del Río Tago), longitud unos 84 km y la superficie de su cuenca de drenaje tiene unos 925 km².

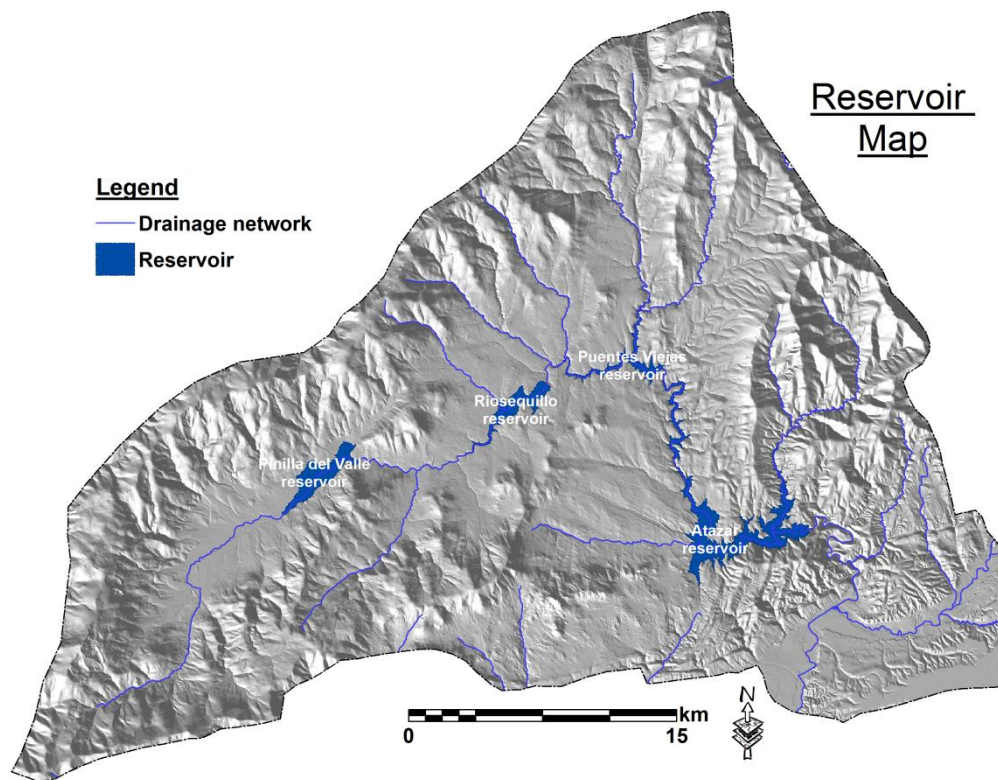


Figura 1.3. Mapa de ubicación de los embalses del Río Lozoya.

Figure 1.3. Location map of the Lozoya river reservoirs.

Embalse	Altura de presa (m)	Area de superficie para cota maxima (km ²)	Perimetro (m)	Volumen (km ³)
Pinilla del Valle	32,5	4,48	16,08	37,55
Río Sequillo	56	3,21	31,1	48,52
Puentes Viejas	66,2	2,54	38,8	49,17
El Atazar	134	10,94	71,04	426

Tabla 1.1. Características de los embalses del Río Lozoya.

Table 1.1. Characteristics of the water reservoir of the Lozoya River.

1.3. CLIMA

El clima en la cuenca del Río Lozoya se puede clasificar como de tipo mediterráneo subhúmedo-húmedo de inviernos fríos, si bien en las mayores altitudes de la divisoria se tiene un clima mediterráneo de alta montaña. Se ha observado que a lo largo de la cuenca, la temperatura y precipitación están condicionadas por la altitud. En la zona baja, la precipitación anual oscila entre 400 y 1.000 mm/año, mientras que por encima de los 2.000 m alcanza los 1.000-1.500 mm/año y en algunas zonas hasta los 2.000 mm/año (Figura 1.4). En estas áreas de mayor altitud la nieve permanece unos 4 meses al año, desde enero a abril. La temperatura oscila entre 9 y 15°C en las cotas bajas, mientras que en las zonas elevadas desciende hasta los 0-8°C de temperatura media anual (De la Rosa Román, 2002; Figura 1.5). Una aproximación a las regiones morfogenéticas actuales (Chorley et alii, 1984), se ha expresado en la Figura 1.6. La región del Lozoya se encuadra en las regiones semiáridas y húmedas de latitudes medias (Navacerrada y Peñalara), a partir de los datos de precipitación y temperatura obtenidos del Atlas Climático Digital (Ninyerola et alii, 2005). En estas regiones predominan los procesos de alteración, los movimientos de masa y los fluviales. Los procesos de alteración por helada y reptación, son dominantes en Navacerrada y Peñalara, mientras que acción fluvial es mayor en las topografías bajas del valle del Lozoya (Pérez-González *et al.*, 2010).

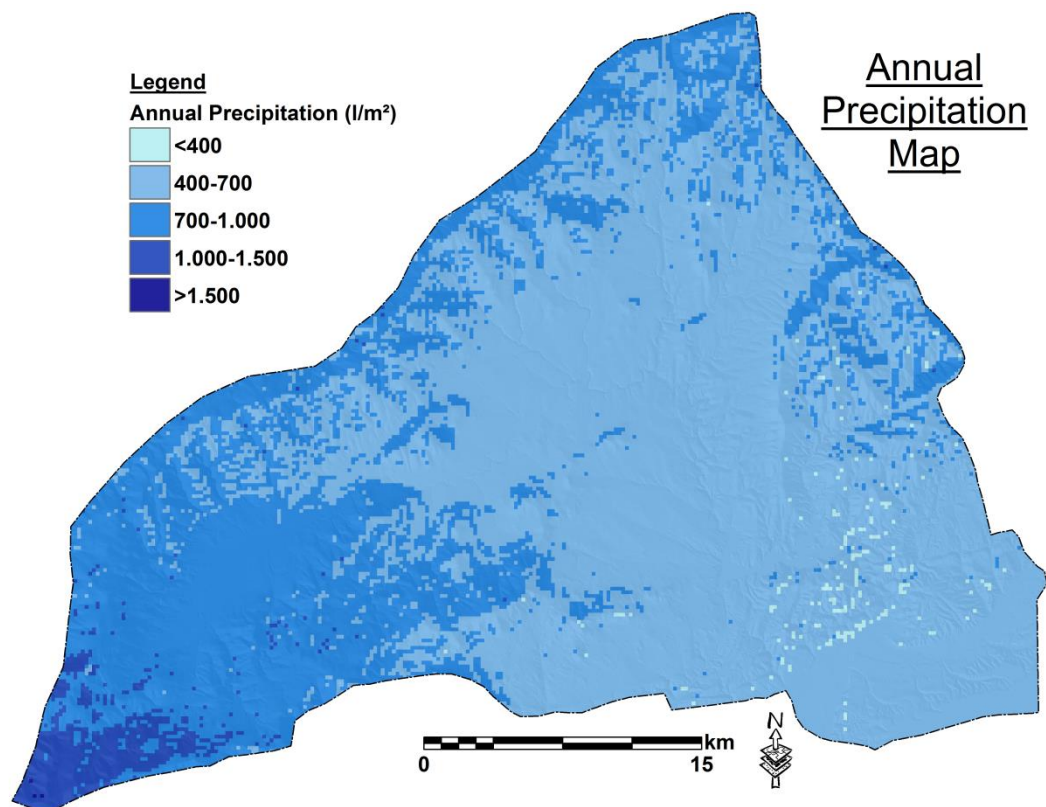
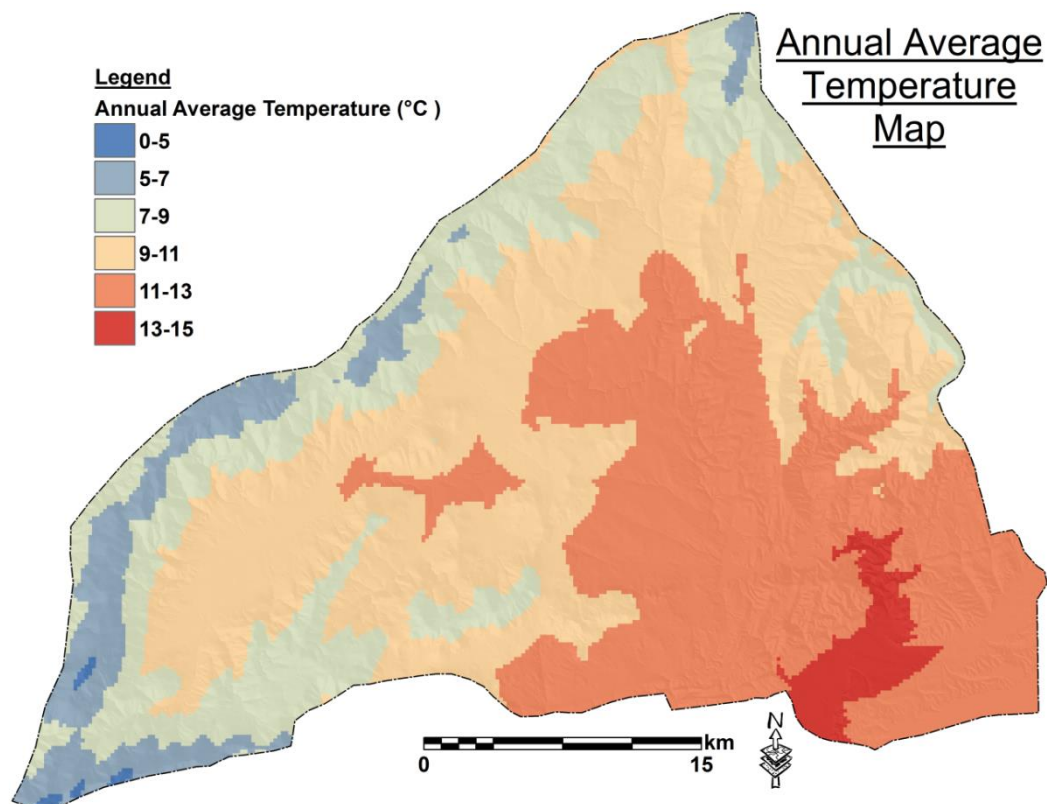


Figura 1.4. Mapa de temperatura media anual.

Figure 1.4. Annual average temperature map.



CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Figura 1.5. Mapa de precipitación anual.

Figure 1.5. Annual precipitation map.

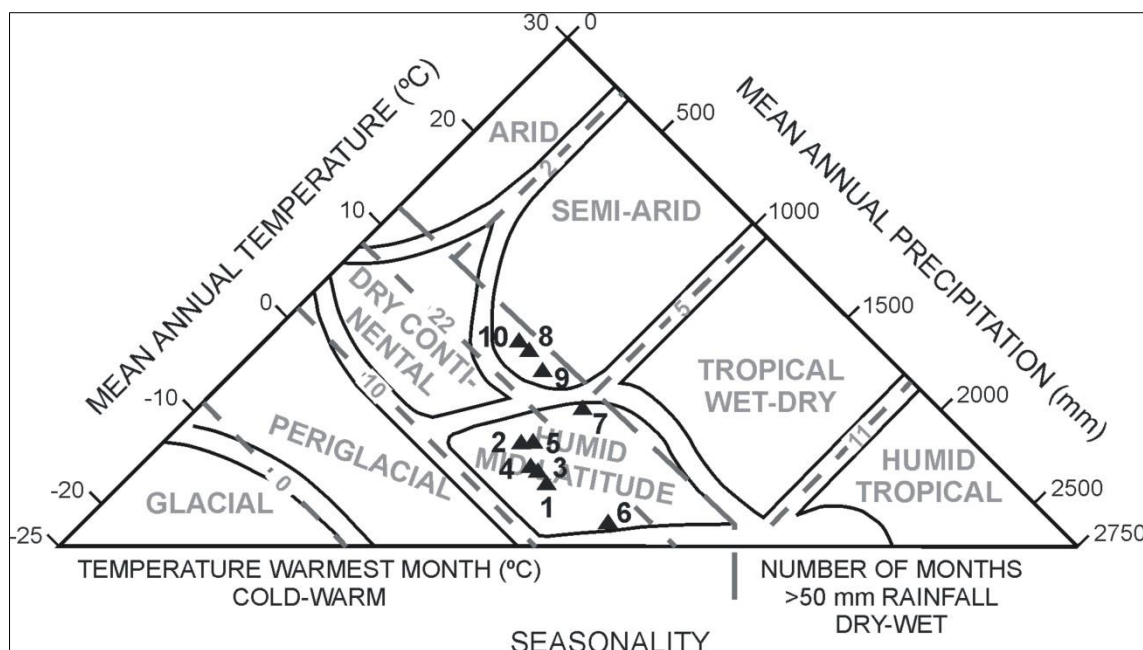


Figura 1.6. Regiones morfogenéticas presentes en el alto Lozoya (Chorley *et al.*, 1985), después de la proyección de los valores de precipitación y temperatura del Atlas Digital de la Península Ibérica (Ninyerola *et al.*, 2005; Alfredo Pérez-González *et al.*, 2010).

*Figure 1.6. Morphogenetic regions in the upper part of the Lozoya valley (Chorley *et al.*, 1985), after the interpolation of the temperature and precipitation values from the Atlas Digital de la Península Ibérica project (Ninyerola *et al.*, 2005; Alfredo Pérez-González *et al.*, 2010).*

1.4. VEGETACIÓN

La distribución de la vegetación en esta zona está relacionada con su latitud y altitud, presentado características de transición entre las montañas del norte y del sur de la Península Ibérica, participando de ambas influencias. A pesar de la presencia humana, destaca la naturalidad de muchos de sus bosques. Su relieve heterogéneo y la diferencia en su elevación condicionan una zonación bastante bien definida por su vegetación. Recorriendo la Sierra se aprecia enseguida la presencia de distintos pisos de vegetación según se sube en altitud (Blanco Castro *et al.*, 2013).

Desde el siglo pasado una serie de trabajos reconocen tres o cuatro pisos principales de vegetación (Blanco Castro *et al.*, 2013). El Piso Basal o del Piedemonte Serrano (hasta 1000-1200 m), también conocido como mesomediterráneo, que corresponde al dominio de los encinares, los enebrales y, localmente, los sabinares albares. En fondos de valle húmedos se ubican melojares-fresnedas, tradicionalmente adehesados y trasmochos por su gran valor ganadero. El Piso Montano intermedio (hasta 1800-2000 m), es la zona boscosa, forestal, en la que conviene distinguir dos dominios bien definidos: el de los rebollares o melojares y el de los pinares umbrosos supramediterráneos y los pinares abiertos oromediterráneos. El Piso Superior de Alta Montaña, supraforestal (por encima del límite del arbolado, hasta las cumbres), está caracterizado por los enebrales rastreros, los piornales, algunos brezales y un mosaico oromediterráneo de pastizales. A pesar de estas consideraciones generales conviene tener en cuenta que la heterogeneidad propia de los ambientes de montaña da lugar a mosaicos complejos, introgresiones y contactos sinuosos de gran interés (Blanco Castro *et al.*, 2013; Figura 1.7).

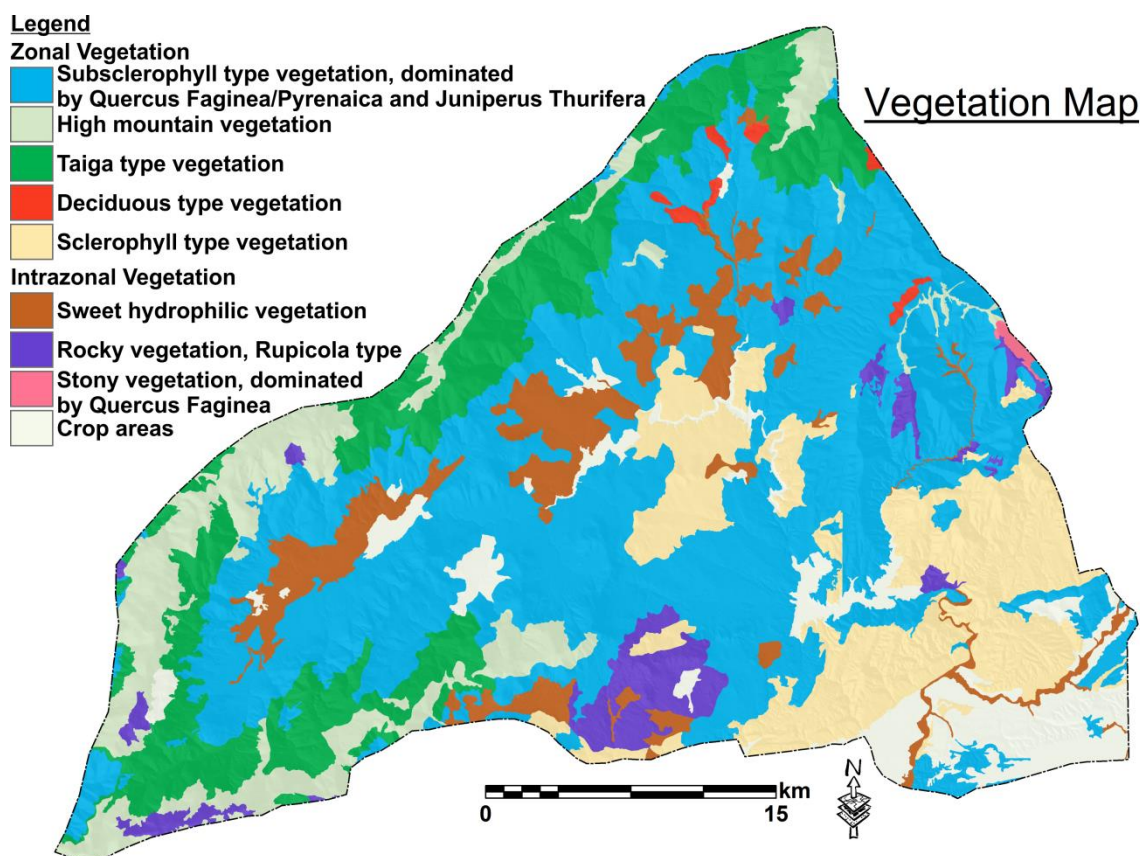


Figura 1.7. Mapa de vegetación.

Figure 1.7. Vegetation map.

1.5. SUELOS

En general, los suelos de esta región son fundamentalmente ácidos o muy ácidos, debido a que la mayoría se desarrollan sobre rocas metamórficas o plutónicas. En su mayoría, estos suelos son pobres en nutrientes y con elevado contenido en material orgánico, excepto éstos que se encuentran sobre rocas carbonatadas, que son neutros o ligeramente básicos y ricos en bases (Sierra de Guadarrama. Inventario y Diagnostico. Plan de ordenación de los Recursos Naturales “Sierra de Guadarrama”). En dicho trabajo, los autores realizan la descripción de los suelos siguiendo las siguientes unidades fisiográfico-litológicas homogéneas:

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

A) Zona de cumbres con fuertes pendientes sobre rocas metamórficas y plutónicas y con clima frío y húmedo.

B) Laderas de moderada pendiente sobre rocas metamórficas, metasedimentos, plutónicas y coluviones.

C) Superficies de pedimentos, glacis y navas.

D) Relieves estructurales sobre rocas carbonatadas.

E) Superficies y elementos por acción fluvial sobre rocas ácidas y sobre rocas calcáreas.

La zona de cumbres con unas condiciones climáticas de alta humedad y frío se encuentran suelos con horizonte A muy oscuro y elevado contenido en materia orgánica. También existen grandes extensiones de afloramientos rocosos donde la roca está meteorizada o arenitizada, con suelos denominados regosoles. En estas zonas, además existen pequeñas depresiones, navas, nichos de nivación o circos glaciares donde se acumula materia orgánica dando lugar a histosoles fíbricos o térricos (turberas). En las laderas de moderada pendiente hay que destacar la presencia de afloramientos rocosos y suelos poco evolucionados (leptosoles), o también la presencia de coluviones o canchales con un espesor algo mayor, donde se desarrollan cambisoles. y los regosoles, formados por ejemplo sobre arenas de un “*lhem*” granítico. En la unidad de pedimentos y glacis los suelos suelen tener un perfil ABC, una textura limo-arcillo-arenosa y se han clasificado como cambisoles dísticos y gleicos y gleysoles dísticos. En los relieves sobre rocas carbonatadas se han descrito leptosoles calcáricos que son superficiales, de color pardo oscuro, textura limoarcillosa y se encuentran directamente sobre la roca. En esta categoría se encuentran los luvisoles crómicos “*terra rossa*” con un horizonte A de color pardo-rojizo oscuro, con textura limoarcillosa y no calcárea y

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

un horizonte Bt de color rojo, no calcáreo, con cutanes de iluviación, de textura arcillosa, que se encuentran en zonas altamente karstificadas. Finalmente, sobre sedimentos arenosos cretácicos (Facies Utrillas) se encuentran los arenosoles álbicos y háplicos. Los primeros están constituidos por arenas blancas de color pardo cuando los segundos tienen la misma textura pero de color pardo-amarillento. La unidad de los suelos localizados en elementos formados por la acción fluvial tiene una morfología y propiedades que son completamente diferentes con respecto a los suelos descritos anteriormente. Generalmente se pueden localizar características relacionados con procesos de oxidación-reducción. Están constituidos por una estratificación de materiales sueltos con una total ausencia de organización edáfica, salvo el horizonte A, debido a la existencia de numerosos procesos de erosión y sedimentación (fluvisoles) (Sierra de Guadarrama. Inventario y Diagnostico. Plan de ordenación de los Recursos Naturales “Sierra de Guadarrama”).

1.6. ANTECEDENTES

1.6.1. *Evolución geodinámica*

Macpherson (1901) realiza los primeros trabajos que delimitan las líneas fundamentales de la evolución morfoestructural en el Sistema Central e introduce las directrices hacia donde se van a enfocar los futuros trabajos de investigación sobre la morfodinámica en esta región. Su idea principal es que hubo una orogénesis precámbrica, sobre un macizo estratocristalino plegado. Sigue una segunda fase de orogénesis, la Varisca, cuyos pliegues se desarrollan sobre las matrices de la orogénesis anterior. Luego empieza la fase Alpina que afecta a toda la meseta con movimientos que elevan los materiales cretácicos a su posición actual. Macpherson habla de movimientos – hundimientos en varias zonas de la cordillera Hercínica, que dan lugar a los grandes lagos, los cuales van desapareciendo durante el Plioceno. De este modo, Macpherson es el primer autor que habla de un sistema montañoso fracturado y su importancia en la evolución geodinámica del Sistema Central.

Sobre esta idea, hay un primer periodo durante el cual varios autores exponen trabajos con temática adyacente, aportando nuevos datos que permiten precisar y comprender mejor las etapas geológicas elementales del Sistema Central (Calderón (1885a; 1885b); Fischer (1894). No obstante, será Hernández Pacheco (1912, 1914, 1923) el primero que determina un modelo descrito por una fase Hercinica con fenómenos tectónicos verticales que causan la segmentación de la cordillera Hercinica. En este modelo, se explica que durante el Eoceno-Oligoceno (Orogénesis Alpina) hay una reactivación de la cordillera siguiendo las mismas directrices de la orogénesis

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

anterior, y que da lugar a estructuras tipo horst y graven. Por otro lado, Caradell (1928) introduce la importancia de las diaclasas y fallas longitudinales en la estructura morfológica. Schröder (1930) también estima que hay varias fases de orogénesis. Una primera fase hercínica, seguida por la fase kimérica, para finalizar con dos fases terciarias. Este autor propone que la transgresión cretácica cubriría toda la Sierra de Guadarrama. Al final de este primer periodo de estudio, Vidal Box (1937) describe el Sistema Central como una estructura de bloques con un basculamiento hacia el Norte, definiendo una línea morfotectónica que separa el macizo cristalino de la cuenca cenozoica sedimentaria.

Posteriormente, se desarrollaron muchos trabajos con distintos enfoques sobre la evolución estructural del sistema central. Por ejemplo, Alía Medina (1976) intenta correlacionar la morfoestructura de la cuenca del Tajo con la dinámica del basamento. Otros trabajos a destacar, son el de Parga (1969), que es el primero que delimita la red fundamental de fracturación, o el de Ubanell (1981), que profundiza en el estudio de las fallas y la fracturación del Sistema Central.

En el periodo de las pre-placas litosféricas, se consideraba al Sistema Central como una gran bóveda o un horst grande entre dos cuencas interiores cenozoicas (Bergamín and Carbó, 1986), delimitadas por dos grandes fallas normales, a pesar de que ya se conocían evidencias de compresión (e.g. Birot y Solé-Sabaris, 1954). Posteriormente, se identificó una deformación compresiva alpina en la parte interior de la Placa Ibérica (Vegas y Banda, 1982). En los trabajos más recientes, ya está aceptado que el Sistema Central es un levantamiento basal de una cadena montañosa intracratónica (pop-up) de dirección general E-W y NE-SW, como resultado de una evolución polifásica y con

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

evidencias geológicas de una tectónica intensa pliocuaternaria (Capote *et al.*, 1987; Bellido *et al.*, 1991a, 1991b; Arenas Martín *et al.*, 1991; De Vicente *et al.*, 2007).

1.6.2. Las grandes unidades morfo-estructurales.

Las superficies de Cumbres (SC), son superficies erosivas localizadas en altitud próximas a más de 2.000 m donde se encuentran morfologías de relieves residuales muy degradadas (Figura 1.8; Pedraza, 1978; Centeno, 1988; Fernández-García *et al.*, 1988).

Las superficies altas (SP), constituyen la estructura central de la cordillera donde se quedan colgadas las superficies de Cumbres. Todos los autores coinciden que es una unidad poligénica, muy antigua con la presencia de formas residuales muy degradadas tipo “monadnock”. Estas superficies se identificaron en elevaciones entre 1.600-1.700 m aunque se pueden encontrar en cotas más altas o más bajas. La relación entre estas superficies con formas superiores o inferiores es bastante complicada, aunque existe generalmente una ruptura importante de la unidad con escalonamiento morfológico. Esta unidad está separada en un total de cinco grandes bloques separados entre sí por depresiones interiores o valles fluviales (Figura 1.8; Pedraza, 1978; Fernández-García *et al.*, 1988).

Las superficies de rampas (SR) o de piedemontes están definidas como grandes superficies de arrasamiento localizadas en el pie de la cordillera, formando un elemento de transición entre el Sistema Central y las cuencas cenozoicas (Figura 1.8; Pedraza, 1978; Centeno, 1988; Fernández-García *et al.*, 1988).

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Las depresiones interiores (Dp) son una serie de depresiones intramontañas elongadas en la misma dirección que la cordillera donde se conservan sedimentos Mesozoicos y Terciarios (Figura 1.8; Pedraza, 1978; Centeno, 1988; Fernández-García *et al.*, 1988).



Figura 3.- Principales bloques con sus vergencias, depresiones y lineaciones. Bloques (B), Depresiones (D), V-M: Valverde del Majano, CO: Corneja, AM: Ambles, C-A: Campo Azalvaro, ES: Espinar, BU: Burguillo, CE: Cebreros, VA: San Martín de Valdeiglesias, LO: Lozoya, A-T: Alto Tietar, G-R: Guadalix-Redueña. Lineaciones: 1) Jerte, 2) Mijares, 3) Cadalso, 4) Herradón, 5) Nieva, 6) Almenara, 7) Abantos, 8) Guadarrama, 9) La Berzosa, 10) Guadalix.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Figura 1.8. Bloques principales en el Sistema Central Español (Fernández-García *et al.*, 1993).

Figure 1.8. Principal blocks in the Spanish Central System (Fernández-García et al., 1993).

1.6.3. Modelos evolutivos del relieve

El primer autor que intenta hacer un planteamiento más geomorfológico, relacionando la evolución geológica con las morfológicas preservadas en el relieve actual es Schwenzner (1937). Este autor, basado en el modelo de Penck (1924), define una superficie (Oligocena-Eocena) a partir de la cual se desarrollan una serie de escalones de piedemonte, por una tectónica continuada pero en impulsos. Esta idea la comparten también autores posteriores, como Pérez González *et al.*, (1981) que proponen una tectónica continua desde los finales del Cretácico, siendo los movimientos más intensos del Oligoceno Medio al Mioceno. En el modelo de Schwenzner (1937), están definidas la superficie de cumbres y tres de meseta. La primera y más antigua de las superficies de meseta es la M3 que se desarrolla a una altura entre 1250 m y 1550 msnm (Mioceno Medio–Superior), que se continúa con la M2 (Plioceno Inferior-Medio) entre 1000-1200 msnm, y una última superficie, la M1 (Plioceno Medio-Superior) que queda localizada entre 880-1050 msnm. Ulteriormente, por debajo de la M1 se desarrolla la red de drenaje cuaternaria.

Otro modelo básico en la comprensión de esta región es de Solé Sabarís (1952) y completado por Birot y Solé Sabarís (1954). Este modelo se basa en una evolución policíclica de dos fases. Como primera fase, se desarrolla una superficie de erosión “fundamental”, y una segunda fase cuando se formaría la superficie de piedemonte formada durante el plioceno. De este modo, este modelo implica la existencia de una

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

superficie inicial (penillanura) pretriásica. Posteriormente, durante Paleoceno-Eoceno-Oligoceno, ocurre un periodo de abombamiento de la sierra, que da paso a la formación de depresiones durante el Mioceno Inferior y la fracturación en bloques. A continuación se forma una superficie erosiva fundamental finimiocena, reactivada por movimientos verticales desde el Mioceno Superior hasta al Plioceno Superior. En el Plioceno Medio-Superior se formaría el piedemonte fundamental con montes islas en un clima seco tropical, que dan paso a la red fluvial cuaternaria.

Otro modelo importante en la interpretación de la evolución morfológica del sistema central es de Vaudour (1977), que trata de establecer relaciones entre las superficies que definen el Macizo y materiales de la cuenca cenozoica. En su trabajo estudia los suelos y recubrimientos de la cuenca y establece un clima de sabana para la pedimentación miocena. En el Plioceno Superior detecta una compresión, durante la cual se eleva la superficie erosiva fini-miocena y se produce una facturación en bloques. Durante el Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior se formarían las rañas y al finalmente se establece la red hidrográfica formando terrazas.

Otro modelo que fue propuesto por Gutiérrez-Elorza y Rodríguez-Vidal (1978) donde los autores intentan establecer una relación entre los significantes cambios climáticos y su evolución morfológica. Concretamente, durante el Mioceno Inferior sucede una remodelización del relieve bajo condiciones de clima árido y seco, al Mioceno Medio-Superior cambio climático hacia condiciones climáticas tropicales relacionadas con formación de morfologías graníticas como domos, tors etc., al Plioceno hay un pulso fuerte de levantamiento en el Sistema Central, al Cuaternario el clima es más seco con retoques glaciares durante al Pleistoceno Superior.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El modelo más usado y quizás el más importante sobre en la evolución del relieve del Sistema Central es el planteado por Pedraza (1978). Según este autor la sedimentación terciaria de las cuencas cenozoicas está dividido en tres fases: prearcósica, arcósica y postarcósica. El ciclo prearcósico se asocia con la formación de la superficie más alta y antigua (penillanura poligénica fundamental pre-Alpina). El ciclo arcósico constituye el ciclo morfogenético fundamental (Mioceno) donde hay una pedimentación de clima sabana, con montes islas, continuada por una desnivelación progresiva que exagera los *horts* y los *grabens*. Al final del Mioceno Superior fuerte actividad tectónica da lugar a la diferenciación de la superficie de Cumbres y superficie de Parameras ambas restos de la penillanura poligénica heterocrona. Por otro lado, durante el ciclo Postarcósico quedan definidos los rasgos del relieve actual. En esta etapa se produce una pedimentación de clima semiárido y formación de los abanicos de piedemonte. Al final se instalaron las redes fluviales con sus morfologías (glacis y terrazas; Figura 1.9).

Posteriormente, hay más trabajos sobre el desarrollo paleopaisajístico. Garzon (1980) propone una superficie principal, de tipo *etchplain*, elaborada a finales del Cretácico formada bajo condiciones de alta temperatura y humedad., que queda remodelada como penillanura durante el Terciario. Los restos de esta superficie quedan plasmados en las cumbres del Sistema Central, mientras que los piedemontes serian superficies exhumadas tras ser fosilizadas por la sedimentación terciaria (superficie tipo *etchplain*). Analíticamente, en este modelo se propone que durante el Eoceno la actividad tectónica va empezando a definir las cuencas, con re-elaboración de la superficie generatriz por tectónica y episodios de erosión. Después, sigue la deposición siliciclástica de la unidad sedimentaria principal terciaria. Al final de Eoceno continua la actividad tectónica que afecta la superficie fundamental del lavado. Durante el ciclo arcósico las cuencas se van rellenando con sedimentos de media-alta energía bajo un clima semi-árido. A finales de

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Mioceno la superficie M3 enrasa con una superficie de colmatación constituida por sedimentos terciarios. Finalmente, fuertes episodios de erosión que tienen como consecuencia la apariencia de la antigua superficie fini-cretácica que quedan como pedimentos y superficies de paramera (Figura 1.9).

Por otro lado, Sans Herraiz (1986), desarrolló su trabajo en la parte oriental de la Sierra Guadarrama, centrándose más en la interpretación de las morfologías superficiales y los procesos recientes que en su formación evolutiva. Este autor sigue las ideas de Birot y Solé Sabarís (1954) y define la Sierra de Guadarrama como un resultado de estructuración en bloques durante el Mioceno que se mantuvo como tal desde su construcción hasta el momento actual. Se ha identificado tres superficies (GI, GII y GIII) que se formaron la primera GI durante el Mioceno Medio, la segunda GII Mioceno Superior-Plioceno y la tercera GII a los finales de Plioceno. El Pleistoceno Medio empieza la organización y encajamiento de la red fluvial.

En la misma línea que Garzón (1980), Fernández (1988) confiere dando mucha importancia a los procesos de exhumación en la morfogénesis del Sistema Central. En este trabajo se plantea un modelo evolutivo que empieza con una superficie generatriz fini-cretácica, formada bajo condiciones de alta temperatura y humedad, en condiciones tropicales. En el Paleoceno empieza la actividad tectónica, sigue la sedimentación bajo condiciones climáticas tropicales y se forma la plataforma inferior grabada. Durante el Eoceno cambian las condiciones climáticas hacia condiciones más áridas, empieza la reactivación tectónica y la fase importante de fracturación. Durante el Mioceno empieza el relleno de las cuencas cenozoicas a través de un sistema de abanicos aluviales bajo condiciones semi-áridas que recubren parcialmente la superficie de pedimento. Al Mioceno Superior se forma la superficie culminante que enrasa con la superficie de

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

pedimento. Durante el Plioceno importante actividad tectónica relacionados con la formación de rañas. Finalmente desarrollo de glaciares e instalación de la red Cuaternaria.

Otro modelo a destacar es el elaborado por Centeno (1988). Este autor correlaciona los eventos evolutivos con las formas graníticas. Este trabajo coloca la formación del pedimento inferior (M1) durante el Plioceno, mientras que en el Pleistoceno Inferior empieza la incisión fluvial formando replanos de sustitución en el pedimento M1. Durante el Cuaternario empieza la alteración y formación de “*flared*” pendientes, encajamiento fluvial y exposición de domos.

Otro autor Martin Duque (1997), señala que cada sector podía tener su propia historia evolutiva condicionada por una serie de factores, como la paleotopografía pre-Cretácica, la existencia de diferentes niveles de base para las submesetas Norte y Sur y la espesa cobertera sedimentaria mesozoica que cubre gran parte del macizo hasta épocas recientes. Este trabajo apunta que las mayores diferencias entre la interpretación de los diferentes modelos evolutivos está localizada en el origen de las superficies de erosión y que tiende a otorgar mayor importancia a una única superficie (la poligénica heterócrona, o mesozoica), que habría sido remodelada después según diferentes condiciones morfogenéticas. Este estudio indica que en el Cuaternario los procesos morfogenéticos están asociados a la acción fluvial y periglacial. Desde el Pleistoceno Inferior hay un encajamiento continuo sobre restos del macizo cristalino, de los materiales mesozoicos y de los materiales terciarios de relleno de la cuenca. Muchos de los valles actuales tienen carácter antecedente o epigenético. Las formas ligados a procesos en ambientes fríos son responsables del remodelado de morfologías previas y la génesis de formaciones superficiales.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El modelo propuesto por Sanz Santos (2001) modelo plantea la existencia de una superficie tipo penillanura poligénica y heterocrona (Pedraza, 1978) cuya edad puede considerarse concluida a principios del cenozoico, siendo modificada posteriormente por la desnivelación tectónica del levantamiento general del Sistema Central español. Durante el Plioceno procesos de pedimentación bajo unas condiciones climáticas áridas-semiáridas (tipo sabana; etchplain) que conservan relieves residuales tipo inselberg y otras formas residuales heredadas. Este modelo plantea la hipótesis de dos grandes episodios de pedimentación (pedimento superior y pedimento inferior) que se quedan bien diferenciados por desnivelación tectónica. Finalmente al Cuaternario empieza el encajamiento y jerarquización de la red hidrográfica en la superficie de pediment inferior (Sanz Santos, 1987) por posible influencia tectónica debida fundamentalmente a su proximidad al contacto macizo-cuenca.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

102 Pedraza Gilsanz, J.

CUAD. LAB. XEOL. LAXE 19 (1994)

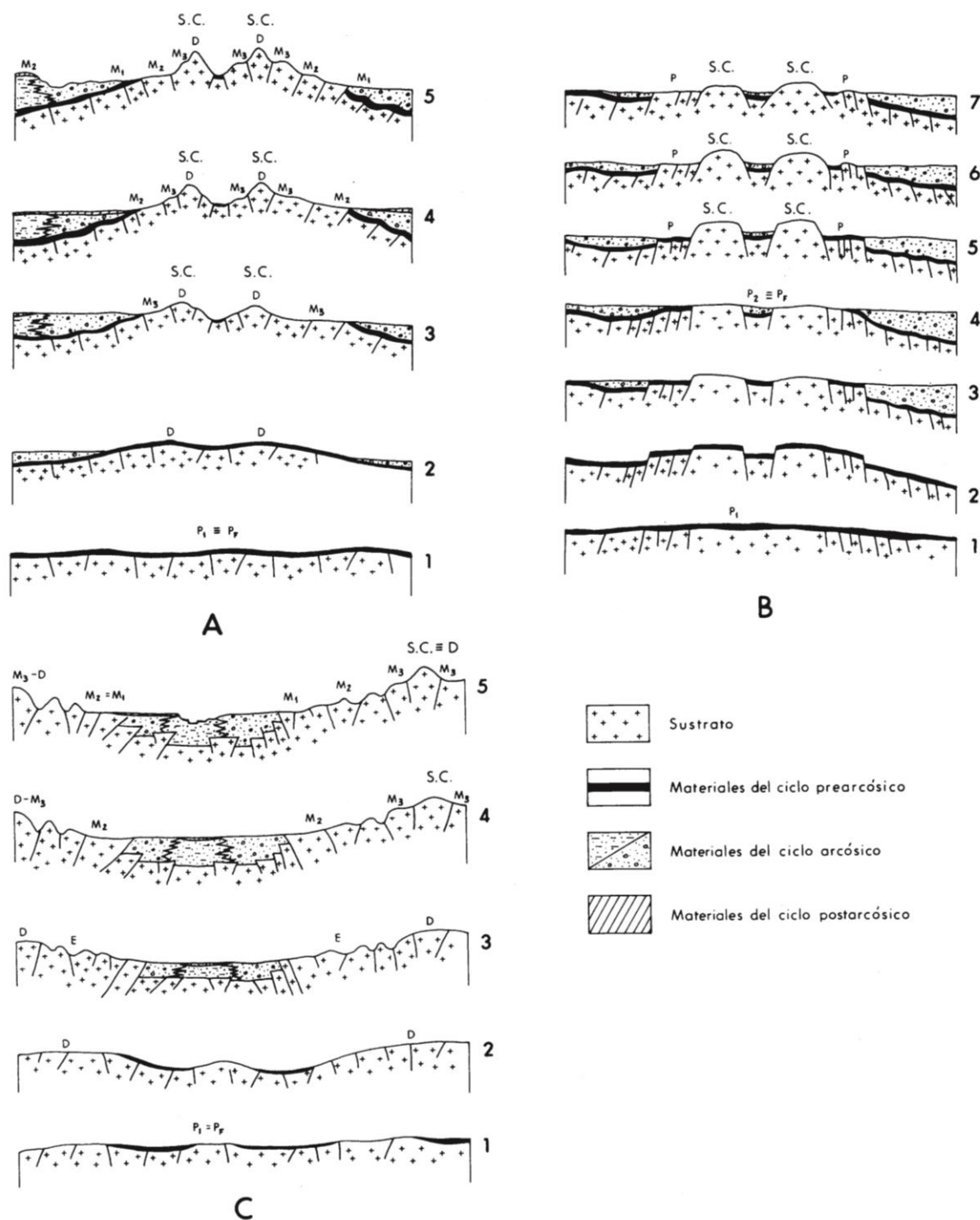


Fig. 2. Esquemas de los modelos evolutivos del Sistema Central Español.

A. Modelo de SCHWENZNER (1937) (interpretación basada en el resumen de su obra).

B. Modelo de SOLE SABARIS y cols. (1952) (perfil-esquema realizado a partir de los bloques-diagrama de los autores).

C. Modelo de PEDRAZA (1978).

Leyenda:

1, 2, 3, ... Etapas evolutivas en la formación del Sistema Central Español, de más antiguo a más moderno. Se corresponden con la síntesis de cada modelo descrita en el texto.

S.C.- superficie de cumbres; D-superficie generatriz; P_1 -penillanura poligénica; P_2 -penillanura finiterciaria; P_F -penillanura fundamental; M_1 , M_2 , M_3 -superficies escalonadas de meseta (1 y 2 piedemontes, 3 parameras); E-pediment de sabana (etchplain en piedemontes); P-pediment semiárido.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Figura 1.9. Esquemas de los modelos evolutivos del Sistema Central Español (Pedraza, J., 1994).

Figure 1.8. Landscape evolution models in the Spanish Central System (Pedraza, J., 1994).

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La evolución geomorfológica de la
cuenca de drenaje del Río Lozoya
(Comunidad de Madrid, España).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona de trabajo se extiende en la parte oriental del Sistema Central Español, en la Zona Centroiberica correspondiente al Dominio del complejo Esquisto-Grauváquico, entre el Dominio Oriental o Complejo de Somosierra-Ayllón y Dominio Central o Complejo de Guadarrama, y las dos extensas cuencas cenozoicas intracratónicas de Duero y Tajo (Figura 2.1).

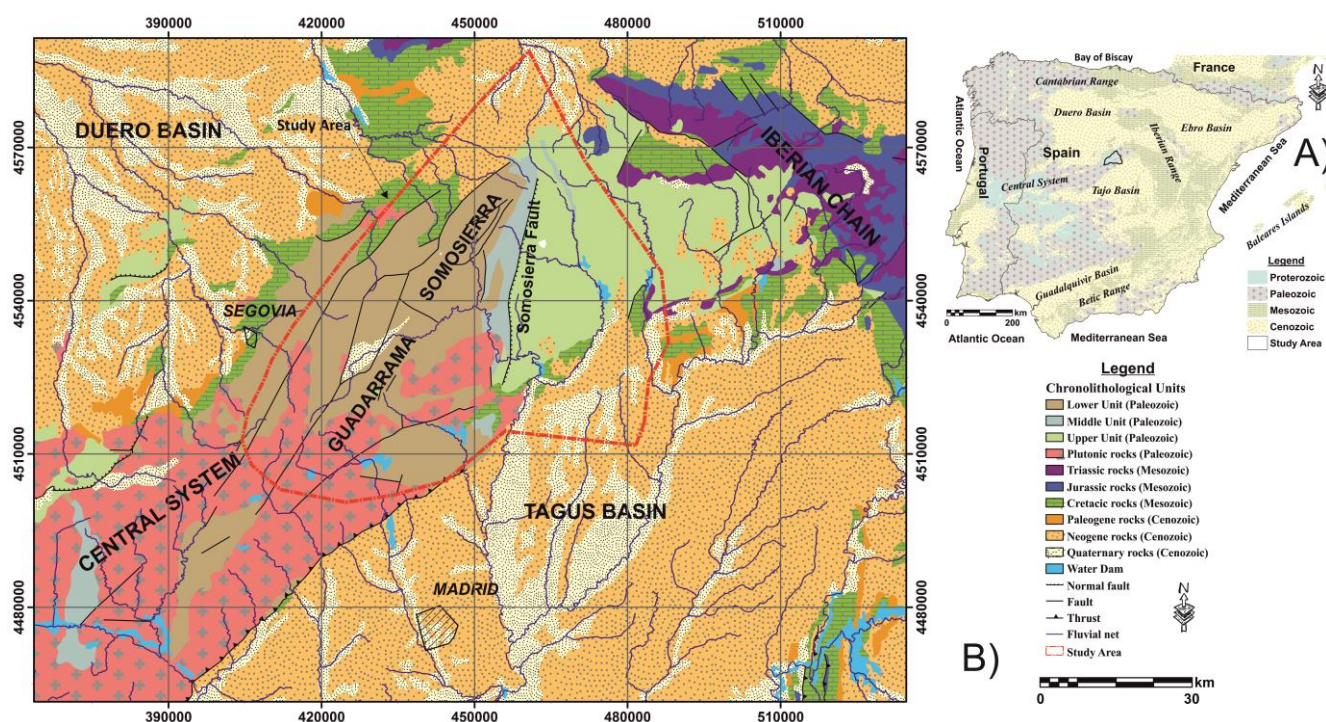


Figura 2.1. A) La zona del estudio situada en el sector oriental del Sistema Central Español en la Península Ibérica.

B) Mapa geológico simplificado del área del estudio. Modificado a partir de Alvaro *et al.*, 2001.

Figure 2.1. A) Location of the study area situated in the Central Iberian Peninsula (Spain).

B) Simplified geologic map of our study area modified from Alvaro *et al.*, 2001.

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Como Dominio Central se entiende la zona comprendida entre la Falla de Berzosa-Riaza y el macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado, que se caracteriza por la ausencia de metasedimentos ordovícicos, un metamorfismo regional en condiciones de grado medio-alto, con pliegues sin ninguna vergencia definida y la presencia de granitoides variscos. El Dominio Oriental se localiza al E de la Falla de Berzosa-Riaza, caracterizado por el predominio de series ordovícicas con un extenso metamorfismo de grado bajo-medio y plegamientos sin ninguna dirección definida, la apariencia de metasedimentos pérmicos y la ausencia de rocas plutónicas variscas en superficie (Capote et al. 1975; Vera *et al.*, 2004; Pascual, J., 2013).

El Mesozoico en este sector se encuentra mayoritariamente como sedimentos triásicos de origen terrígeno y sucesiones sedimentarias cretácicas de margen costero, producidos por grandes cambios eustáticos y de subsidencia regional. Los sedimentos mesozoicos afloran en la depresión tectónica del Río Lozoya y en las márgenes del Sistema Central con las cuencas cenozoicas (Portero y Olivé, 1983; Gil *et al.*, 2010).

Durante el cenozoico, se produjo el levantamiento *pop-up* dio lugar a la cadena montañosa de dirección NE-SO, que separa las dos cuencas cenozoicas, la del Duero al Norte y la del Madrid al Sur. El desarrollo de estas cuencas parece similar y han estado condicionadas en sus márgenes por procesos tectónicos, cambios climáticos y controles litoestructurales. La sedimentación en las cuencas cenozoicas empieza con la secuencia Finicretácica-Paleógena generada en un contexto geodinámica de colisión de placas, cuando en el Eoceno-Oligoceno, el registro tectosedimentario registra un cambio paleogeográfico a un modelo sedimentario diferente, fundamentalmente continental. Posteriormente, se emplaza la sucesión Neógena, representada en los márgenes por facies clásticas continentales y en la parte interior por facies químicas (Vera *et al.*, 2004).

2.1. MATERIALES GEOLÓGICOS.

Los materiales que se reconocen en la cuenca de drenaje del río Lozoya, corresponden en su mayoría a las rocas metamórficas del zócalo Varisco del Sistema Central, aunque también se reconocen materiales mesozoicos, terciarios y cuaternarios (Figura 2.1).

2.1.1. *Paleozoico*

La separación de las rocas metasedimentarias (Proterozoico superior-Devónico Inferior) en tres unidades se basa en sus distintas características tectónicas, estratigráficas o lito-estratigráficas y los diferentes grados de metamorfismo propios de cada unidad (Pascual, 2013).

Unidad Inferior

Está formada por metasedimentos (Proterozoico Superior) y rocas ígneas pre-variscas (Bellido et al. 1981). Los materiales profundos de esta secuencia son ortogneises macrograndulares, leukogneises y paragneises. Las rocas ortoderivadas parecen ser intrusivos de una edad entre Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior. En cuanto a los metasedimentos, los paragneises pueden ser de tres tipos principales: cuarzo-feldespáticos, semipelíticos y pelíticos, que se van intercalando con niveles de cuarcitas, conglomerados, areniscas feldespáticas, mármoles dolomíticos y rocas de silicatos cálcicos. El espesor de esta unidad puede alcanzar hasta unos 6.500 m (Pascual, J., 2013).

Unidad Intermedia

Esta unidad está compuesta por rocas metamórficas metasedimentarias (Proterozoico Superior-Cámbrico Inferior) y rocas ígneas pre-variscas. De esta manera, esta unidad

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

está integrada por por paragneises, micaesquistos, areniscas cuarzosas y metasamitas feldespáticas con intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos, cuarcitas, algún nivel conglomerático y leucogneises. Esta unidad está fuertemente bandeadada por acción tectónica. El espesor de esta secuencia alcanza a unos 1.500 m (Pascual, 2013).

Unidad Superior

En esta unidad se han localizado rocas metasedimentarias y metavulcanicas del Ordovícico, Silúrico y Devónico. En su base se encuentra una serie potente de esquistos y cuarcitas, entre las cuales se intercalan ortogneises y metareniscas. Sobre en los areniscas se disponen pizarras intercaladas con delgados bancos cuarcíticos. Por encima de ellos siguen las pizarras negras masivas y pizarras negras arenosas (Silúrico-Devónico). El espesor de esta unidad puede alcanzar a unos 7.500 m (Pascual, 2013).

2.1.2. Mesozoico

2.1.2.1. Triásico

Estas rocas afloran en el extremo oriental de nuestra zona de estudio. En este sector, afloran sedimentos que pertenecen a las facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Todas las facies detríticas triásicas son terrígenas. En la base de esta secuencia se localizan las facies Buntsandstein que están compuestas por areniscas de color rojo que alternan con limos rojos. Localmente se encuentran niveles lenticulares de conglomerados. Estas facies pueden alcanzar un espesor hasta 250 m y están interpretados como un sistema fluvial múltiple. Después siguen las facies de transición y el Muschelkalk. Esta serie puede alcanzar unos 25 m de espesor y está compuesta lutitas, areniscas, areniscas dolomíticas, dolomías y margas. Estas facies deben

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

representar la transición entre los sistemas fluviales infrayacentes y los supratidales o intertidales altos de la unidad superior. La secuencia triásica cierra con las facies Keuper. Estos sedimentos pueden alcanzar un espesor hasta 80m. Esta serie está constituida por arcillas y limos de color rojo verdoso y ocre, además de margas, dolomías y areniscas. Esta serie representa un medio sedimentario salino con aportes continentales (Portero *et al.*, 1991).

2.1.2.2. Cretácico

Los sedimentos cretácicos en el Sistema Central componen una cobertera tabular prealpina plegada que forman dos estrechas bandas de dirección NE-SO, separando las cuencas cenozoicas del Duero y de Madrid (Figura 2.2).

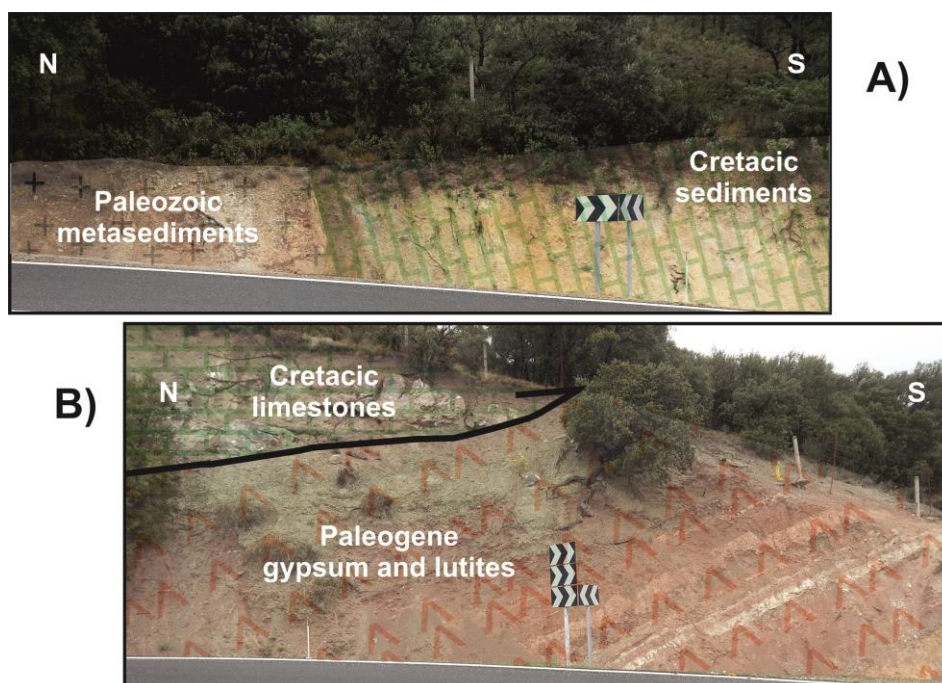


Figura 2.2. A) Contacto observado entre metasedimentos paleozoicos (cuarcitas, esquistos y pizarras) y sedimentos cretácicos (calizas y dolomías) en el Piedemonte Sur.

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

B) Cabalgamientos al Piedemonte Sur. Sedimentos cretácicos (calizas y dolomías) se encuentran sobre sedimentos paleógenos (yesos y lutitas).

Figure 2.2. A) Observed contact between Paleozoic metasediments (quartzites, schists and slates) and Cretacic sediments (limestones and dolomites) at the monocline of the South Piedmont.

B) Thrust at the South Piedmont. Cretacic sediments (limestones and dolomites) over Paleogene sediments (gypsums and lutites).

Estructuralmente estos depósitos pertenecen al Sistema Central, pero desde un punto de vista sedimentológico pertenecen a la Cordillera Iberica. La secuencia cretácica está constituida por arenas, areniscas, arcillas, margas, dolomías, calizas y yesos. Estas facies se encuentran en discordancia con las series triásicas del Keyper y del Buntsandstein, y representan facies costeras siliciclásticas y de plataforma somera carbonatada con relaciones laterales entre ambos. En la base de esta secuencia se encuentran las “Facies Siliclasticas” compuestas por cantos, arenas, limos y arcillas y están interpretados como depósitos de sistemas fluviales próximos a una llanura costera. Siguen las “Facies Calcáreas” constituidas por margas calizas margosas, arcillas margosas y brechas bioturbadas. Estas facies están interpretadas como una plataforma externa, por debajo de la base del oleaje. Por encima se encuentran las “Facies Mixtas” compuestas por arcillas finas, areniscas dolomíticas y dolomías arenosas con estructuras mareales y de alta energía. Estas facies representan la transición entre el parte interior y los márgenes continentales del Macizo Ibérico. Posteriormente, se encuentran las “Facies Dolomíticas” que están constituidas por dolomías y calizas dolomitizadas recrystalizadas. Estas representan plataformas carbonatadas someras con aguas tranquilas que alteran unos episodios de mareas o tormentas (Gil *et al.*, 2006) y somerización extrema. Finalmente, se localizan las “Facies Evaporíticas” compuestas

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

por arcillas y yesos masivos y laminares. Este tipo se representan como tipo de llanuras costeras tipo sebka o fan delta de elevada aridez (Gil *et al.*, 2010).

2.1.3. Cenozoico

2.1.3.1. Terciario

2.1.3.1.1. Paleógeno

2.1.3.2.1.1. *Depósitos Paleógenos en el Piedemonte Meridional del sector Sur-Este del Sistema Central Español (cuenca de Madrid).*

Las facies paleógenas en la cuenca cenozoica de Madrid presentan grandes discontinuidades y gran variedad de materiales. En la base de la secuencia paleógena se encuentra la unidad de Torrelaguna-Uceda (Portero y Olivé, 1983) que está compuesta por lutitas, yesos y conglomerados. Su espesor puede llegar alcanzar a unos 1.100 m. Estos sedimentos se han depositado durante la formación de un amplio sistema de abanicos colaescentes, con la formación de lagos evaporíticos en posiciones distales. Por encima, se encuentra la unidad de Torremocha de Jadraque, con un espesor puede alcanzar hasta 900 m. Esta unidad está constituida por arcillas, calizas, margas lacustres y areniscas. Estos depósitos manifiestan la actividad de un sistema lacustre con escasos, efímeros y canales migrantes relacionados con sistemas de abanicos aluviales. Finalmente, en el techo de la secuencia paleógena se encuentra una unidad oligocena compuesta por conglomerados, areniscas y lutitas. Estas facies son interpretadas como

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

un sistema deposicional de canales amalgamados dentro de un modelo fluvial tipo braided (Portero y Olivé, 1983; Portero y Aznar, 1984).

2.1.3.2.1.2. Depósitos paleógenos en el sector interior del Sur-Este del Sistema Central Español.

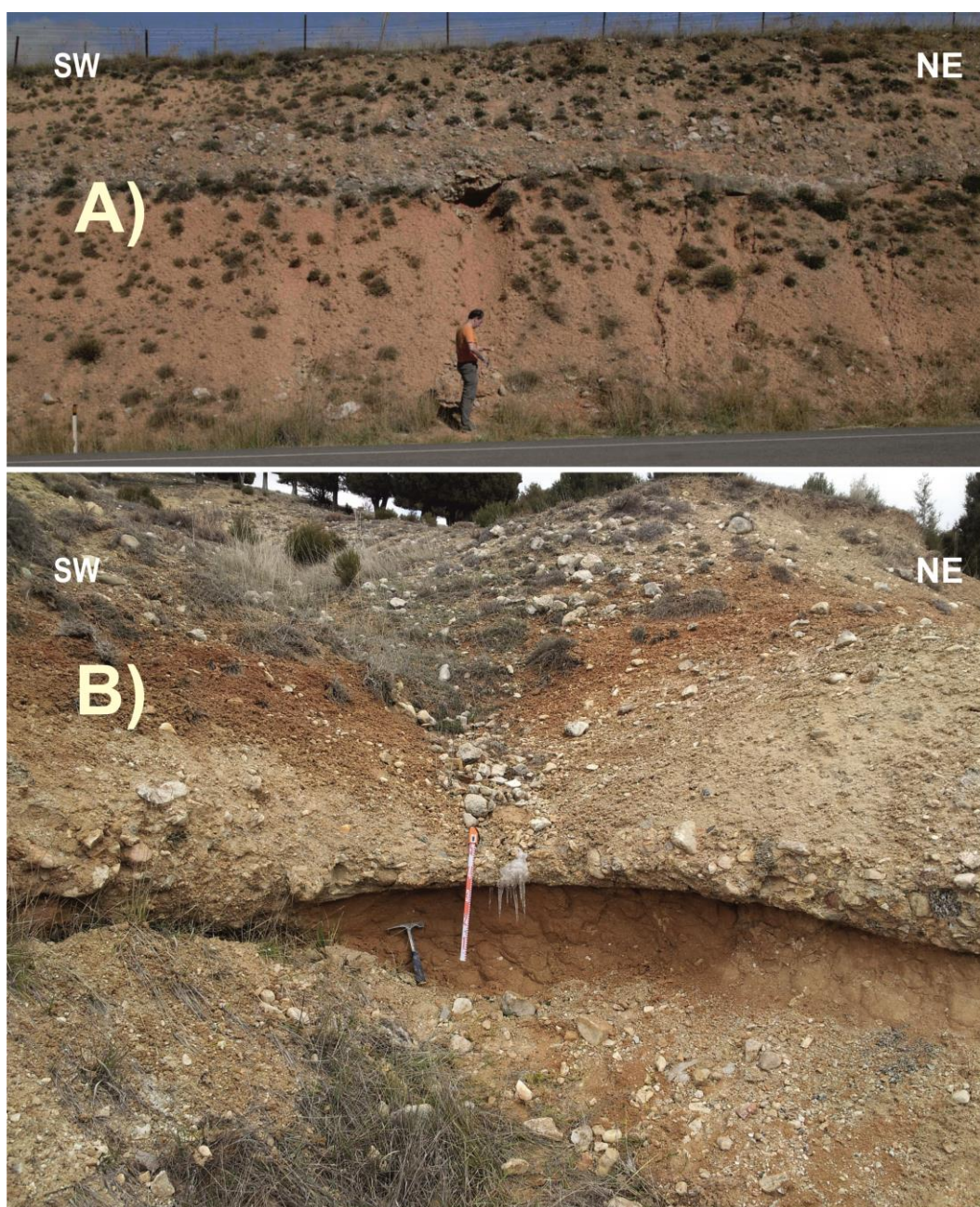
En este sector, se han localizado sedimentos paleógenos en la zona del Valle del Lozoya. Estos depósitos están compuestos por conglomerados de cantos polimícticos y arenas cementadas con carbonatos. Su espesor se puede alcanzar a unos 25-30 m. Los límites de esta secuencia están bien delimitadas mediante discordancias, tanto en su base con los sedimentos cretácicos, como en su techo con los depósitos neógenos. La datación en este sector es complicada por el carácter azoico de estos depósitos. Estos sedimentos se formaron en un medio continental fluvial, compuesto por un sistema de abanicos aluviales (Bellido *et al.*, 1991b; Figura 2.3).

2.1.3.2.1.3. Depósitos Paleógenos en el Piedemonte Septentrional del sector Sur-Este del Sistema Central Español (cuenca de Duero).

El Paleógeno en la cuenca de Duero empieza en su base con una unidad de edad eocena-oligocena compuesta por lutitas rojas y areniscas ocreas. Su espesor alcanza a unos 50 m. Esta serie está datada sólo por posición estratigráfica debido a su carácter azoico y la falta de fósiles guías. Por sus características sedimentológicas y estratigráficas, muchos trabajos hasta ahora correlacionan esta unidad con los depósitos de la unidad “Detrítica de Beleña-Torremocha” (Portero y Olivé, 1983). Por encima, se encuentran sedimentos de edad Oligoceno-Mioceno inferior, compuestos por conglomerados calcáreos,

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

areniscas, lutitas y suelos calcimorfos (Figura 2.3). La serie llega a tener un espesor que puede superar los 200 m. Desde el punto de vista litológico se trata de conglomerados fuertemente cementados. Debido a su posición estratigráfica, sus características sedimentológicas y la geometría de sus afloramientos, se piensa que la génesis de estos depósitos se relaciona con los movimientos alpinos (Hernaiz Huerta et al., 2005; López Olmedo, 2007).



CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Figura 2.3. A) Conglomerados continentales paleógenos (bloques y cantos de rocas carbonatadas con lutitas rojas) en el sector interno del parte oriental del Sistema Central Español (Alameda del Valle, Valle del Lozoya).

B) Conglomerados continentales paleógenos (bloques y cantos de rocas carbonatadas con lutitas rojas) en el Piedemonte Norte (Cerezo de Abajo, cuenca del Duero).

Figure 2.3. A) Paleogene continental conglomerates (carbonate rocks boulders and cobbles with red lutites) at the internal sector of the Eastern part of the Spanish Central System (Alameda del Valle, Lozoya Valley).

B) Paleogene continental conglomerates (carbonate rocks boulders and cobbles with red lutites) at the North Piedmont (Cerezo de Abajo, Duero basin).

2.1.3.1.2. Neógeno

2.1.3.2.2.1. Depósitos neógenos en el Piedemonte Meridional del sector Sur-Este del Sistema Central Español (cuenca de Madrid).

La base de la secuencia neógena empieza con la unidad inferior (Aragoniense Inferior-Aragoniense Medio) que se encuentra en discordancia angular y erosiva sobre los sedimentos paleógenos (Alonso-Zarza *et al.*, 1993). En las zonas marginales de la cuenca y en contacto con el Sistema Central su espesor puede alcanzar unos 200 m. Esta unidad está constituida por arcosas y fangos arcósicos formados en sistemas fluviales de abanico aluvial por. En el techo de la unidad se desarrollan paleosuelos (Alonso-Zarza *et al.*, 2004). Por encima, se localiza la unidad intermedia (Aragoniense Medio-Vallesiense Inferior) con un espesor aproximado entre 50-200 m. En nuestra zona de estudio esta unidad está representada por una depósitos arcósicos extensos que cambian lateralmente a arcosas finas, paleosuelos carbonatados y arcillas. En este sector, la textura de la unidad, en general, es más gruesa y consiste sobre todo en gravas gruesas y

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

lutitas rojas (Alonso-Zarza, 2004). Los sedimentos de esta unidad se han interpretado como canales fluviales de baja sinuicidad de tipo abanico aluvial (Portero y Olivé, 1983). Por encima, se encuentra la la unidad superior de edad Vallesiense Superior-Turoliense, que presenta un espesor máximo de 50 m y sedimentos detríticos depositados en sistemas fluviales. Esta unidad está integrada por arcosas con cantos y bloques, interpretados como facies de abanicos aluviales y canales fluviales tipo anastomosado y *braided*. Su edad se estima por posición estratigráfica y correlación geomorfológica debida su carácter azoico (Portero y Olivé, 1983). Finalmente, como techo de la secuencia neógena se encuentran los depósitos pliocenos que, en esta zona, están representados por las “series rojas” (Pérez-González *et al.*, 1982; Figura 2.4). Estas series están constituidas por lutitas rojas, areniscas y conglomerados con un espesor máximo de unos 40 m. El medio sedimentario de estos depósitos es definido como un abanico aluvial subsidente con canales fluviales tipo *braided* (Portero y Olivé, 1983).

2.1.3.2.2.2. Depósitos neógenos en el sector Interior del Sur-Este del Sistema Central Español.

Los depósitos neógenos en este sector se encuentran en discordancia sobre materiales de diferente edad y litología. Están compuestos por bloques y cantos de rocas de origen metamórfico e ígneo, lutitas y arcillas rojas. En este sector su espesor llega a alcanzar unos 15-20 m. La escasa presencia de sedimentos neógenos y su carácter azoico hace problemática su correlación con los depósitos de las cuencas cenozoicas. En este trabajo se han correlacionado estos depósitos utilizando su posición estratigráfica y geomorfológica con los depósitos terciarios de las cuencas cenozoicas. De este modo, se

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

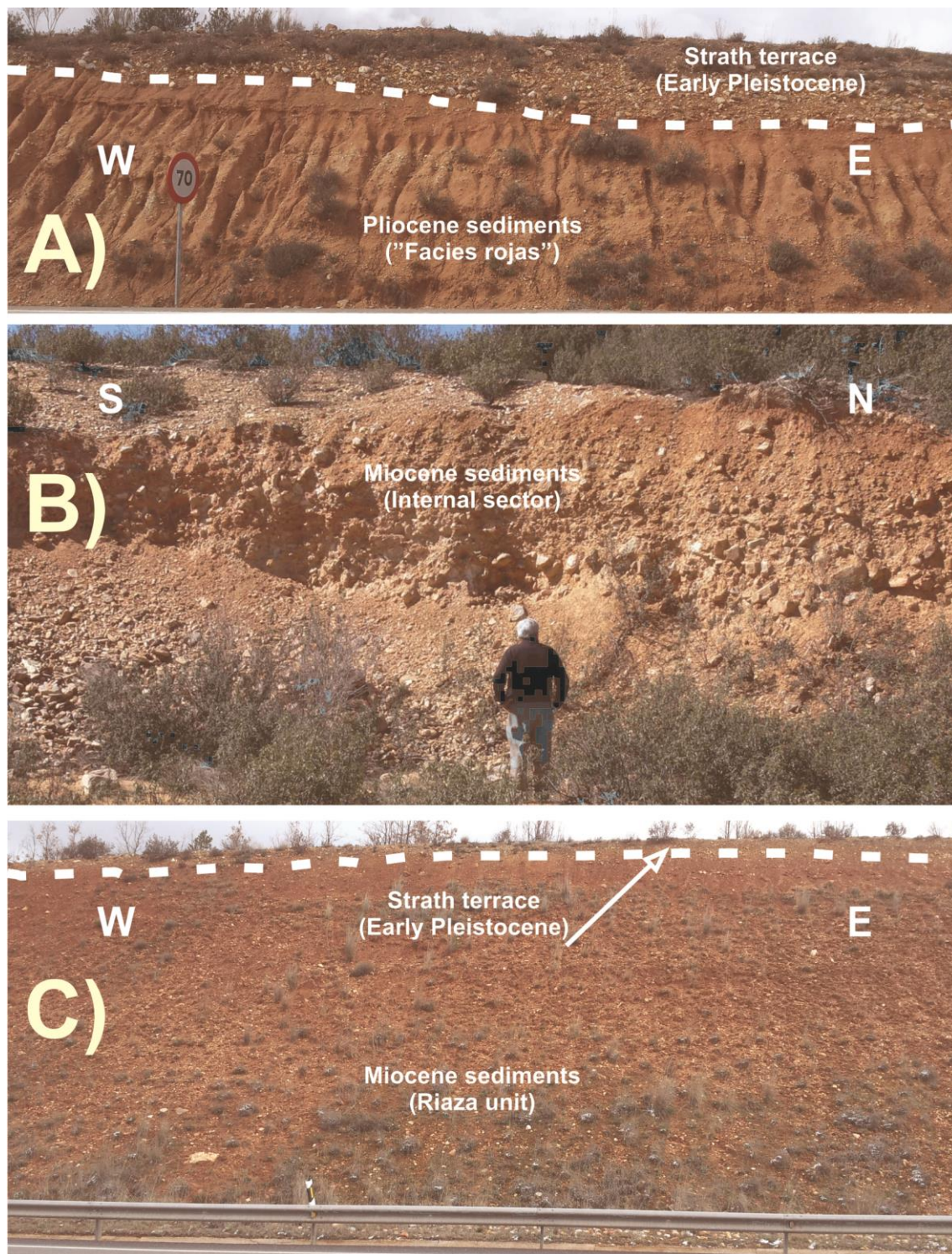
estima la edad de estos materiales aproximadamente entre el Aragoniense Inferior y El Vallesiense Superior (Figura 2.4).

2.1.3.2.2.3. Depósitos neógenos en el Piedemonte Septentrional del sector Sur-Este del Sistema Central Español (cuenca de Duero).

En nuestra zona de trabajo la secuencia neógena empieza con la Unidad de Turégano (Aragoniense Inferior-Aragoniense Medio). Sus depósitos están constituidos por conglomerados polimícticos de cantos y bloques de una composición heterogénea. Hacia el techo de esta unidad se han localizado paleosuelos (López Olmedo *et al.*, 2005). Estos sedimentos se interpretan como abanicos aluviales relacionados con el desmantelamiento de la cobertera mesozoica y canales aluviales de baja sinuosidad tipo *braided* (Del Olmo y Martínez Salamón, 1989). Su espesor puede llegar alcanzar hasta los 100 m. Por encima, se coloca la Unidad de Somosierra (Aragoniense Medio-Aragoniense Superior). Esta unidad está en discordancia con la anterior y está constituida por arcosas con cantos y bloques de rocas metamórficas e ígneas, lutitas rojas y conglomerados. Estos depósitos están interpretados como abanicos aluviales de alta energía de carga y relacionados con procesos del piedemonte. Su espesor se puede alcanzar hasta unos 100 m (López Olmedo *et al.*, 2005). Finalmente, en la área del estudio se ha localizado la unidad de Riaza que está en discordancia sobre las litologías subyacentes y con una geometría sin deformar. Su composición está constituida por conglomerados de rocas metamórficas con intercalaciones de arenas y lutitas rojas. Estos depósitos se han explicado como facies de abanicos fluviales y canales aluviales de baja sinuosidad. Su espesor podía alcanzar a unos 80-100 m y su edad puede estar

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

entre el Aragoniense Superior y el Vallesiense Medio (López Olmedo *et al.*, 2005; Figura 2.4).



CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Figura 4. A) Depósitos pliocenos "facies rojas" constituidas por lutitas rojas, areniscas y conglomerados en contacto erosivo con depósitos fluviales del Pleistoceno Inferior.

B) Paleosuelos con depósitos fluviales miocenos (bloques, cantos y gravas).

C) Depósitos miocenos (Aragoniense Superior-Vallesiense Inferior) constituidos por conglomerados y lutitas rojas en contacto erosivo con depósitos fluviales del Pleistoceno Superior.

Figure 4. A) Pliocene deposits "facies rojas" composed by red lutites, sandstones and conglomerates in sharp contact with Early Pleistocene sediments (strath terraces).

B) Miocene Paleosoils with fluvial fan deposits (boulder, cobbles and gravels)

C) Miocene deposits (Late aragoniense-Early Vallesiense) composed by conglomerates y red lutites with Early Pleistocene sediments (strath terraces).

2.1.4. Cuaternario

En la zona también se han descrito depósitos cuaternarios, representados por terrazas fluviales recientes formadas por cantos, arenas y arenas limo-arcillosas, y conos compuestos por gravas, cantos, arenas arcillosas y limos (Arenas Martín *et al.*, 1991; Bellido *et al.*, 1991a; Bellido *et al.*, 1991b; Aznar Aguilera *et al.*, 1995). Durante el Pleistoceno superior se instalan sistemas glaciares en las cumbres de la Sierra de Guadarrama, donde se han reconocido hasta cuatro episodios de glaciario (Carrasco y Pedraza 1995, Carrasco 1999, Pedraza y Carrasco, 2006) con sistemas de morrenas, en ocasiones modeladas por la acción fluvio-torrencial. Otros depósitos cuaternarios corresponden a las turberas, canchales, mantos coluviales-solifluidales. (Pedraza, 1994; Pedraza y Carrasco, 2006), o depósitos asociados a sistemas endokársticos (Torres, 1974, Torres *et al.*, 1994, Torres *et al.*, 2005, Arsuaga, *et al.*, 2006, Pérez-González *et al.*, 2010).

2.2 Ciclos tectónicos

2.2.1. La Orogénesis Varisca

Durante el final del Precámbrico o el Cámbrico, aparecen procesos erosivos que desmantelan la posible Cordillera Cadomiense. De este posible ciclo orogénico no se han quedado evidencias estructurales posiblemente por la acción del ciclo Varisco que posiblemente borró los testimonios de esta orogénesis. En el Ordovícico Inferior empieza el ciclo Varisco en régimen compresivo, que deja cinco fases de deformación, produciéndose las dos primeras en régimen tangencial, con desarrollo de una esquistosidad penetrativa. Las tres últimas fases originan estructuras del repliegue y de esquistosidad de crenulación. Durante el Estefaniense–Pérmico se desarrolla una importante red de fracturación que está relacionada con procesos de inyección filoniana en régimen extensional. Esta etapa permite diferenciar dos fases. La primera está compuesta por una fase de extensión que produce fallas normales de dirección próxima a E-O . La segunda presenta dos episodios: uno con esfuerzos de extensión que produce fallas normales con dirección N10-30 y un segundo de esfuerzos compresivos que produce fallas inversas sinestrales (Arenas Martín *et al.*, 1991; Bellido *et al.*, 1991a; Bellido *et al.*, 1991b).

2.2.2. La Orogénesis Alpina

Durante la etapa Alpina se diferencian tres etapas, los cuales son las etapas más importantes con respecto a la evolución geomorfológica reconocida en la zona del estudio. La primera etapa, es la etapa Ibérica que corresponde en un periodo de esfuerzos compresivos que producen fallas inversas con dirección N45-55E. Esta etapa es anterior al relleno arcósico de las cuencas cenozoicas y su edad es Oligocena-Intramiocena. La segunda etapa, o Guadarrama, también es una etapa compresiva, que genera las últimas estructuras transversales de la Cordillera Ibérica (Capote et al. 1987) y se podría correlacionar con las últimas deformaciones en la Cordillera Bética. Los esfuerzos compresivos tenían una dirección NO-SE y las fallas inversas de direcciones N20 y N70. También se produjeron un sistema de fallas normales con direcciones generales N110E y N180E. En esta etapa se producen en los materiales mesozoicos-cenozoicos algunos pliegues. En relación con esta comprensión tuvo lugar el levantamiento general del zócalo Varisco y su edad parece que es Intramiocena (Arenas Martín *et al.*, 1991; Bellido *et al.*, 1991a; Bellido *et al.*, 1991b). Desde el Mioceno Superior y al cuaternario se producen varios impulsos tectónicos lo que produce el levantamiento del zócalo metamórfico (Capote *et al.*, 1987; Arenas Martín *et al.*, 1991; Bellido *et al.*, 1991a; Bellido *et al.*, 1991b; Aznar Aguilera *et al.*, 1995; De Bruijne., 2001; Vera, 2004 y De Vicente *et al.*, 2007).

Según los últimos trabajos de De Vicente (2007) las cadenas montañosas de Somosierra y Guadarrama muestran una clara actividad Paleógena que puede sub-dividirse en dos pulsos importantes, primero desde el Eoceno Medio hasta la parte inferior del Eoceno Superior y segundo desde el Oligoceno Inferior hasta el inicio del Oligoceno Superior

CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

(De Bruijne y Andriessen, 2002). La actividad neogena aparece concentrada al Mioceno Inferior, aunque se registran pulsos importantes entre Mioceno Superior-Plioceno (De Vicente *et al.*, 2007).

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

La evolución geomorfológica de la
cuenca de drenaje del Río Lozoya
(Comunidad de Madrid, España).

3. METODOLOGÍA

En esta Tesis Doctoral, hemos tratado con diferentes ramas de investigación, como son la geomorfología, cartografía, estadística, geología y geocronología. En este capítulo, vamos a explicar en detalle cada tipo de técnica y su metodología que se ha aplicado para poder complementar el análisis sobre la evolución geomorfológica del sector oriental del Sistema Central. Todos los pasos metodológicos se van a describir analíticamente en este capítulo pero la importancia de su aplicación se va a explicar más adelante.

3.1. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Inicialmente se ha realizado un análisis bibliográfico exhaustivo desde el punto de vista metodológico y regional. Su objetivo era reunir y seleccionar toda la información publicada tanto geológica como geomorfológica, para comprender mejor nuestra zona de trabajo, definir los objetivos y la estructura del nuestro estudio, así como poder destacar las zonas y los puntos con más interés cartográfico.

Este análisis ha empezado realizando una cartografía de detalle mediante Sistemas de Información Geográfica (SIG), por medio del programa ArcGIS 10 y utilizando como base cartográfica los mapas topográficos a escala 1:5.000 de la CAM (Comunidad Autónoma de Madrid, 1999). En las zonas anegadas por embalses, se han utilizado la topografía histórica del Instituto Geográfico y Estadístico Nacional a escala 1: 50.000,

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

correspondiente a las hojas 484 (año 1880), 483 (1927), 458 - (1937) y 485 (1916); además de las topografías de Canal Isabel II a escala 1:5.000 (Hoja 2.2, 1970). Estas cartografías han sido georreferenciadas y digitalizadas, integrándolas con la topografía actual 1:5.000 de la Comunidad de Madrid. La fotointerpretación de las morfologías del terreno se ha llevado a cabo con fotografías aéreas a escala 1:33.000 obtenidas en el Centro Cartográfico y Fotográfico del Ejército del Aire, procedentes del vuelo realizado por el Ejército USA en 1956). Además, también se han utilizado los fotogramas a escala 1:30.000 de I.G.N. (Instituto Geográfico Nacional, año 1985). Utilizando el SIG ArcGIS 10, también se elaboraron Modelos Digitales de Elevaciones (MDE), con resolución de 5 m, a partir de las topografías 1:5.000, que fueron utilizados para reconocer formas del terreno mediante la interpretación cuantitativa y cualitativa 3D del relieve. Además, se han usado ortofotos digitales de los vuelos PNOA con máxima resolución (25 cm). El estudio cartográfico se ha completado con salidas y reconocimiento de campo, además del mencionado estudio de las referencias bibliográficas (Figura 3.1).

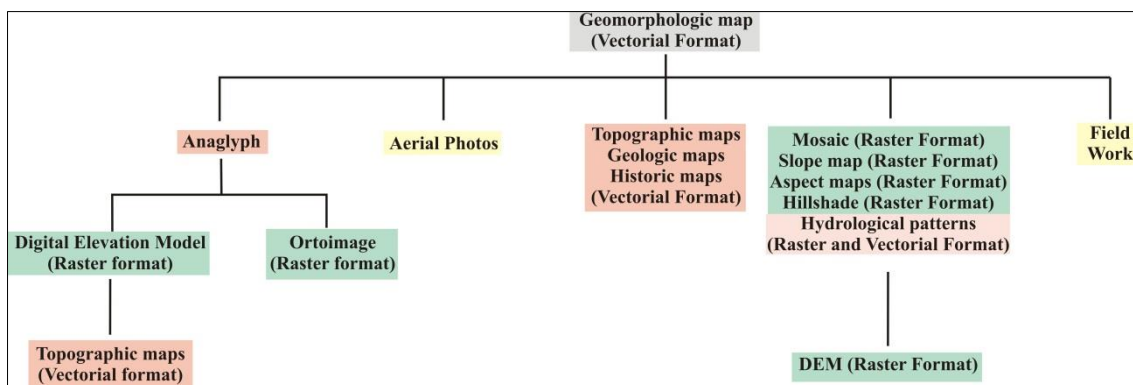


Figura 3.1. El esquema metodológico empleado para la creación del mapa Geomorfológico

Figure 3.1. Methodological scheme for the Geomorphological map creation.

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

La información litológica y estructural se ha extraído a partir de los mapas geológicos de 1:50.000, correspondientes a las hojas 403, 404, 431, 432, 457, 458, 459, 483, 484, 485, 486, 508, 509 y 510 del Instituto Geológico y Minero (Serie MAGNA, Arenas Martín *et al.*, 1991; Aznar Aguilera., 1995; Azor *et al.*, 1991; Bellido *et al.*, 1991a, 1991b; Bellido *et al.*, 2004; Portero *et al.*, 1990), a los que se ha añadido nuevas modificaciones, con nuevos datos observados durante el trabajo de campo. Esta información cartográfica se ha completado con mapas climáticos y de vegetación. Los mapas de temperatura y de precipitación se han procesado a partir de los datos disponibles online en el proyecto del Atlas Climático Digital de la Península Ibérica (Ninyerola *et al.*, 2005). Por otro lado, la información para componer el mapa de vegetación se ha extraído desde la serie de hojas a escala 1:200.000 del proyecto del Mapa Forestal de España publicado por el Ministerio del Medio Ambiente (hoja de Madrid 5-6, Ruiz de la Torre *et al.*, 1998).

3.2. MODELIZACIÓN CUANTITATIVO DE LOS PALEOPAISAJES

Este tipo de estudios permite realizar reconstrucciones de paleotopografía de antiguos niveles de base mediante análisis estadísticos y simulaciones matemáticas. Para poder efectuar la modelización del paleorelieve y la reconstrucción tridimensional de los planos aluviales se han usado los modelos digitales generados.

La modelización de la morfología del valle del río Lozoya se ha centrado exclusivamente en la reconstrucción de sus niveles de base generados durante la incisión fluvial cuaternaria. De este modo, en dichas reconstrucciones no se

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

consideraron otros procesos, como por el ejemplo el retroceso de las laderas o la erosión en las cumbres debida a procesos glaciares y periglaciares. La metodología utilizada para la reconstrucción de los niveles fluviales se ha basado en la utilización de técnicas estadísticas bidimensionales y tridimensionales con objetivo de reconstruir la geometría de los niveles de base (Benito, 2004; Benito-Calvo *et al.*, 2008; Benito Calvo, 2013). Para reconstruir la tendencia longitudinal del valle, se han reconstruido los perfiles longitudinales de las terrazas del Río Lozoya. Para ello, se han proyectado las alturas relativas de las terrazas en el perfil longitudinal del valle del río Lozoya, para posteriormente reconstruir los niveles de base representados por las terrazas rocosas. Se generaron diferentes modelos de perfiles longitudinales usando varias funciones matemáticas: *Lineal* ($P(x) = a - bx$), *potencial* ($P(x) = a x^b$), *exponencial* ($P(x) = ae^{bx}$) o *logarítmica* ($P(x) = \log x$) y *polinómicas* $P(x) = a_n x^n + a_{n-1} x^{n-1} + \dots + a_1 x + a_0$, donde a_n es diferente de cero y función polinómica de enésimo grado. Estas ecuaciones se han aplicado a tres niveles con el objetivo de reconstruir la geometría de los planos aluviales, incluyendo las rupturas del valle observadas en las terrazas con el objetivo de reconstruir los tres niveles de base que hemos estudiado en este trabajo (Benito, 2004). En cada nivel se aplicaron todas las funciones valorando su ajuste y su adaptación a los datos existentes de los niveles reconstruidos T4 (+170-173 m), T13 (+80-85 m) y T18 (+30-35 m). La fórmula que mejor se adaptó es la función polinómica de enésimo grado. Los datos obtenidos mediante la aplicación de las ecuaciones fueron utilizados junto con la topografía de las terrazas para interpolar los planos de base (Benito, 2004). En las zonas donde la ausencia de terrazas generaba huecos de información, se introdujeron datos procedentes de la reconstrucción bidimensional polinómica de los perfiles longitudinales. Los planos tridimensionales fueron interpolados utilizando métodos geoestadísticos (*Kriging*) y determinísticos (*Local Polynomial Interpolación*),

obteniendo los modelos finales que muestran la morfología del valle del Lozoya durante el Pleistoceno inferior y medio.

A continuación se detallan los métodos geoestadísticos y determinísticos empleados

3.2.1. Métodos geoestadísticos (Kriging) y determinísticos (Local Polynomial Interpolación)

Los métodos de interpolación determinísticos como la “*Local Polynomial Interpolación*” están basados directamente en los valores observados de nuestros datos y en fórmulas matemáticas que intentan asociar estos datos, mientras que los métodos de geoestadística consisten en modelos que intentan asociar estos datos mediante modelos estadísticos creando superficies de predicción acompañadas por sus errores estándares.

Usando técnicas de estadística se puede crear modelos de predicción presentadas como superficies de información continua en formato raster. También nos ofrecen información sobre la fiabilidad de los datos y la adaptación del modelo creado, mediante los errores y las incertidumbres. Así que nuestras superficies de predicción estarán acompañadas por su error.

En este trabajo se ha realizado el análisis geoestadístico usando el método *kriging* y *cokriging*. El método “*kriging*” está dividido en dos partes. Primera parte es cuantificar nuestros datos y crear una estructura cuantificada. Segundo paso es la creación de un modelo de predicción. La estructura cuantificada conocida como variografía es donde se

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

observa como encajan nuestros datos en el modelo espacial que queremos crear. Así, para poder crear un modelo de predicción mediante el método *kriging*, se va a usar el modelo de ajuste de variografía y los valores de los datos presentes en el área de predicción.

Este método asume que existe una correlación entre los valores de los datos y la distancia y la dirección a la que se distribuyen, que puede explicar las variaciones de la superficie a interpolar. Cada nuevo valor, se interpola a partir de todos los datos existentes dentro en un radio concreto y los va asociando entre ellos en función del modelo estadístico expresado en el variograma.

La fórmula general se forma como una suma ponderada de los datos

$$\hat{Z}(S_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(S_i)$$

donde:

$Z(S_i)$ = es el valor medido en la posición i .

λ_i = es el parámetro desconocido para la posición i .

s_0 = la ubicación.

N = el número de los valores medidos.

En el método *kriging* los parámetros no sólo dependen de la distancia entre puntos, si no también de la estructura espacial entre puntos. Así, el parámetro λ_i del modelo de predicción depende de la distancia entre los puntos y su relación espacial.

El ajuste especial de un modelo es conocido como variografía que normalmente está representado de un semivariograma empírico:

Semivariograma (distancia x)= $0.5 \cdot \sum [(\text{valor en la posición } (i) - \text{valor en la posición } (j))^2]$

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

Esta fórmula se aplica en cada pareja de puntos que están separados por una distancia x (Figura 3.2).

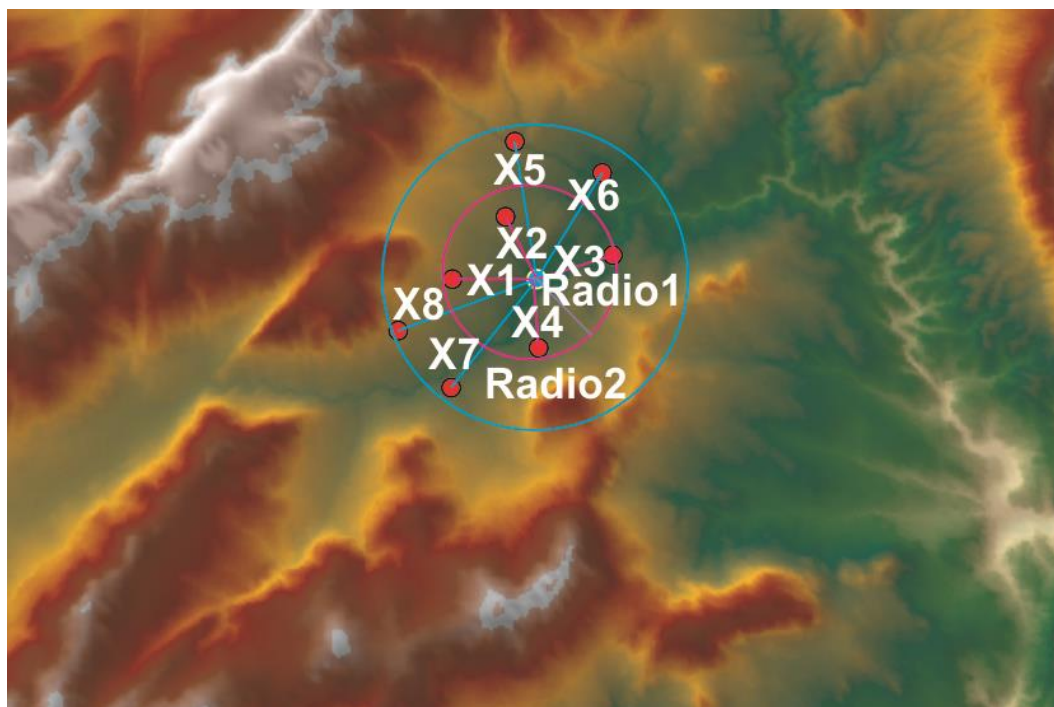


Figura 3.2. En esta figura se presenta el emparejamiento especial del punto central (color turquesa) con los puntos periféricos (puntos rojos), cada uno definido por una distancia x expresada en metros desde el punto central.

Figure 3.2. The image below shows the pairing of one point (the blue point) with all other measured locations (red points).

Normalmente, en un estudio regional relacionado con la creación de superficies geomorfológicas se encuentra un gran número de pares espaciales de puntos que solo tienen un único valor de distancia. De esta forma, para poder procesar esta enorme cantidad de datos se va creando grupos que facilitan su procesamiento.

A la hora de poder controlar la calidad de los datos que se usaron para la autocorrelación espacial se usa un gráfico de semivariograma que está basado en el principio básico de geografía, que los puntos más cercanos son más semejantes de que los que están más lejos. De este modo según la figura 3.3 los pares de puntos que están más

cerca se proyectan dentro del semivariograma en la parte izquierda del eje X y en la parte inferior del eje Y. Los puntos más alejados quedan proyectados más hacia la parte superior del eje Y, cuanto más desemejantes son los puntos entre ellos.

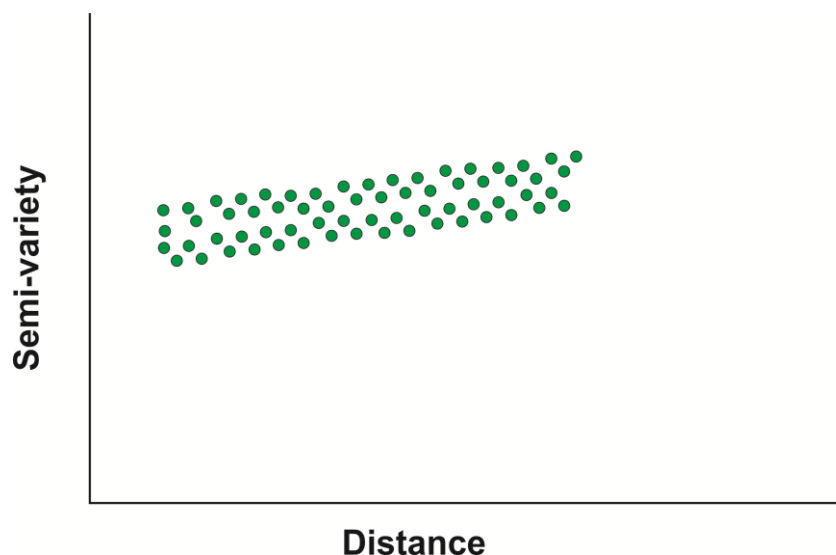


Figura 3.3. Semivariograma mostrando la autocorrelación espacial de una nube de puntos.

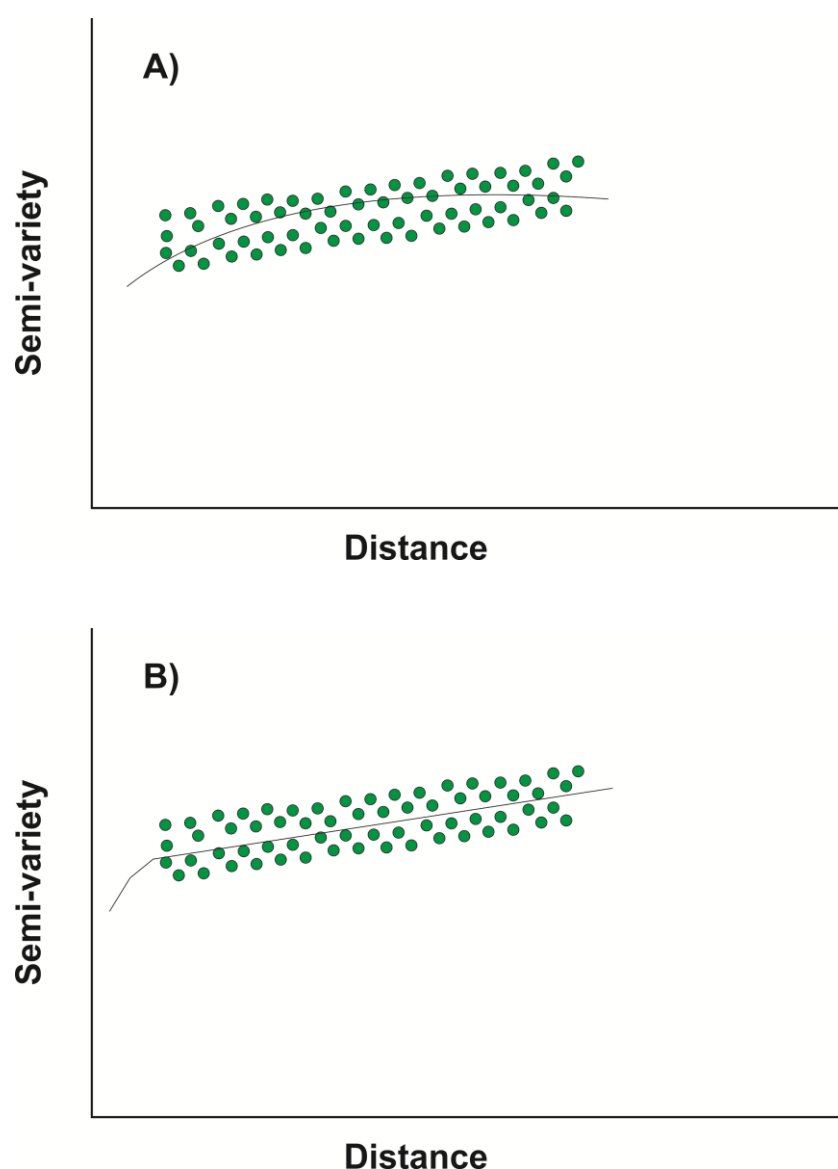
Figure 3.3. Spatial autocorrelation semivariogram cloud

El paso siguiente es el de ajustar un modelo en el semivariograma empírico, que constituye una parte muy importante en el proceso de paso, situado entre la descripción espacial de nuestros datos y el modelo predictivo que queremos crear. Este proceso es muy parecido al análisis de regresión, en el que una línea o curva continua se van ajustando en los datos empíricos. De este modo, aunque un semivariograma empírico presenta información muy importante sobre la autocorrelación espacial, no proporciona información para todas las direcciones y distancias posibles. Así, para asegurarse que la superficie de predicción que se quiere crear mediante el método *kriging* es necesario ajustar un modelo, cuya función se ajuste a los datos representados en la figura del semivariograma empírico y sintetice la distribución de todas las distancias.

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

El modelo seleccionado influye en la predicción de los valores desconocidos, particularmente cuando la forma de la curva cerca del origen difiere significativamente. Cuanto más ajustada se encuentra la curva cerca del origen, más influencia tendrán los puntos más cercanos en el modelo de predicción. Como resultado, la superficie de salida será menos suave. Cada modelo está diseñado para adaptarse a diferentes tipos de fenómenos con mayor precisión.

Los siguientes figuras (Figura 3.4) muestran cómo se adaptan dos modelos comunes con diferentes funciones.



CAPITULO 3. METODOLOGÍA

Figura 3.4. A) El modelo exponencial. B) El modelo esférico.

Figure 3.4. A) Exponential model. B) Spherical model.

De esta forma, usando el método *kriging* se pueden usar información conocida discontinua como los puntos espaciales (vectorial) y crear una superficie continua tipo raster que va a predecir valores para posiciones sin información previa. Los valores más cercanos a los puntos predictivos tienen mayor influencia. Para crear una superficie continua de la geometría a predecir, el valor de cada celda de la superficie estará basado en el semivariograma y la disposición espacial de los valores de medición que están cerca.

El método *cokriging* consiste en el uso de información de diferentes tipos de variables. Este método analiza una variable principal que se autocorrelaciona entre sus valores y con valores de otras variables para poder mejorar el modelo de predicción. En nuestro caso las variables que hemos elegido son desde las funciones obtenidas desde el análisis discriminante. El modelo que sigue el ordinary *cokriging* es el siguiente:

$$Z1(s) = m1 + e1(s)$$

$$Z2(s) = m2 + e2(s)$$

donde m_1 y m_2 son constantes desconocidas y los $e1(s)$ y $e2(s)$ son los errores aleatorios que intentamos relacionar. El ordinario *cokriging* se va realizando la misma predicción que el método *kriging* pero con la diferencia que usa más variables. En cualquier caso el peso de la predicción se engloba en la variable principal, las

3.3. ANÁLISIS GEOMORFOMÉTRICO

Es muy común en los estudios de la evolución de relieve y de paleopaisaje el uso de índices geomorfométricos (Figura 3.5). Las últimas décadas se han usado frecuentemente en trabajos de la investigación sobre levantamiento tectónico, cálculos de incisión y cambios climáticos (Horton 1945; Strahler 1964; Hack 1973; Bull and McFadden 1977; Patton 1988; Silva et al. 1988; Ritter et al. 1995; Burbank et al. 2006 Tırkan and Bekir 2010). Los valores y parámetros de los índices morfométricos se pueden extraer a partir de mapas topográficos y Modelos Digitales de Terreno (MDT). En esta Tesis Doctoral, se han usado estas técnicas para analizar espacial y temporalmente la influencia litoestructural y tectónica en la evolución morfológica de la cuenca de drenaje del Río Lozoya durante el Cuaternario. El análisis morfométrico se ha efectuado empleado el mapa geomorfológico, los MDT y la información extraída de la reconstrucción de los niveles de base. Tras un estudio inicial de los distintos índices existentes (Figure 3.5), los índices morfométricos seleccionados para su aplicación han sido: índice *Valley Floor-Valley Height* (Vf), el índice *Stream Lenght-Gradient* (SL), el índice de concavidad (CI), y el análisis de los perfiles longitudinales a través de la variabilidad de la pendiente y la curvatura.

Morphometric parameter	Definition	Formula	Description	Variables	Source
S	Sinuosity of topographic mountain fronts.	Lmf/Ls	Define the degree of topographic modification of mountain front from the position of possible controlling tectonically active structures	Lmf : Length of topographic mountain front Ls : Shortest length that parallels or circumscribes average mountain front	Bull, 1978 Bull and McFadden Wells et al., 1988
Vf	Valley floor-Valley height ratio	$Vf=2*Vfw/(Eld-Esc)+(Erd-Esc)$	Is an index of the form or shape of the valley cross-section and describes the degree of maturity of the valley	Vfw : width of valley floor Eld : elevation of the left part of the valley Erd : elevation of the right part valley Esc : elevation of the valley floor	Bull, 1978 Bull and McFadden Wells et al., 1988
K	Stream profile concavity	$K(Kxn, Ky_n)$ $Kxn=Xn/Xt, Ky_n=yn/Yt$	Define the degree of concavity displayed on a longitudinal stream profile	Xn : measured horizontal distances Yn : vertical length of profile Yt : vertical measured heights Yc : cumulative height of profile	Shepard, 1979 Wells et al., 1988
HI	Hypsometric Integral	$HI=(Em-Emin)/(E_{max}-E_{min})$	Used to measure the degree of fluvial landscape erosion and describes the distribution of elevations across the drainage basin area.	Em : mean elevation Emax : maximum elevation Emin : minimum elevation	Bull and McFadden, 1977
AF	Asymetry factor	$AF=100(Ar/Ai)$	AF is an areal morphometric variable that is used to detect the presence or absence of regional tilt on basin or regional scale.	Ar : area of the basin to the right of the main stream Ai : total area of the drainage basin	Keller and Pinter, 1996
SL	Stream Length-Gradient index	$SL=(H1-H2)/(lnL2-lnL1)$	SL index has been widely used as a proxy to identify areas of anomalous uplift within landscape.	H1 and H2 are the elevations of each end of a given reach L1 and L2 are the distances from each end of the reach to the source	Hack, 1973
Re	Basin elongation ratio	$Re=(2\sqrt{A}/\sqrt{p})/Lb$	This is an areal morphometric variable that quantitatively describes the planimetric shape of a basin and provides information about the degree maturity.	A : basin area Lb : length of the basin	Bull and McFadden, 1977
Nu	Stream order	Nu	Stream order	Hierarchical order in the unit	
ΣNu	Total order number	ΣNu	Is the total number of the stream order	Total order number in the unit	
L	Cumulative length of stream	$L=\Sigma Nu$	The sum of the length streams	L is the number of streams in each order and total length of each order was computed at unit level	
Rb	Bifurcation ratio	$Rb=Nu/(Nu+1)$	Rb is the ratio between the numbers of streams of any given order to the number of streams in the next higher order	Nu : numbers of streams of any given order Nu+1 : number of streams in the next higher order	Sherman, 1932; Horton, 1945; Strahler, 1964; Versappen, 1983; Patton, 1988; Ritter et al., 1995; Macka, 2001; Reddy, 2004; Senadeera et al., 2004; Vijith and Sahesesh, 2006; Jena and Tiwari, 2006; Turkkan Bayar Altin et al., 2010
Dd	Drainage density	$Dd=L/A$	Stream length was divided by the area of a unit	L : stream length A : Area of each unit	
Fs	Stream frequency	$Fs=N/A$	Total number of stream channels was divided by each area unit	N : Total number of stream channels A : Area of each unit	
Bh	Basin relief	$Bh=H_{max}-H_{min}$	Bh is the maximum vertical interval between the highest altitude and the lowest altitude each unit	Hmax : highest altitude Hmin : lowest altitude	
Rn	Ruggedness number	$Rn=Bh*Dd$	Rn is the result of the basin relief and its drainage density	Bh : basin relief Dd : drainage density	

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

Figura 3.5. Resumen de los índices morfométricos utilizados un análisis geomorfológicos de zonas montañosas.

Figure 3.5. Resume of the morphometric indexes which are normally applied in geomorphologic analysis of the mountain areas.

A continuación se explica el concepto y la forma de cálculo de los índices aplicados.

3.3.1. Índice *Valley width to Valley height ratio* (Vf)

Este índice estudia el perfil transversal del valle y describe su grado de madurez (Bull, 1977). Su expresión matemática viene dada por:

$$Vf=2*Vfw/(Eld-Esc)+(Erd-Esc)$$

donde el Vfw es la anchura del nivel del base actual del valle, El es la elevación dela parte izquierda del valle, Erd es la elevación de la parte derecha y Esc es la elevación del fondo de valle.

Comúnmente, este índice se ha usado para separar valles con forma en V (valores Vf cerca al 0, este tipo de valles están asociados con incisión rápida y lineal) de valles con forma en U (valores Vf muy altos), generalmente asociadas a procesos de baja incisión y de sedimentación (Seong *et al.*, 2008; Pedrera *et al.*, 2009). En esta Tesis Doctoral, el índice Vf ha sido aplicado a diversas secciones transversales localizadas a lo largo del valle del del Río Lozoya. A partir de la la reconstrucción de los niveles de base del Río Lozoya (secuencia fluvial) se ha podido estimar este índice para cinco periodos distintos de desarrollo del valle, denominados como P1, P2, P3, P4 y P5, que están definidos

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

respectivamente entre las terrazas fluviales T1 (+200-205 m); T5 (+160-165 m); T13 (+100-104 m); T16 (+50-55m), T20 (+17-20 m) y el nivel actual.

Como Vfw se ha seleccionado la anchura máxima del nivel de la base reconstruido; Esc, la altura del nivel de base reconstruido, y como Eld y Erd, la diferencia de elevaciones entre las terrazas consideradas en cada periodo (Figura 3.6). Todo ello en cada sección considerada del valle..

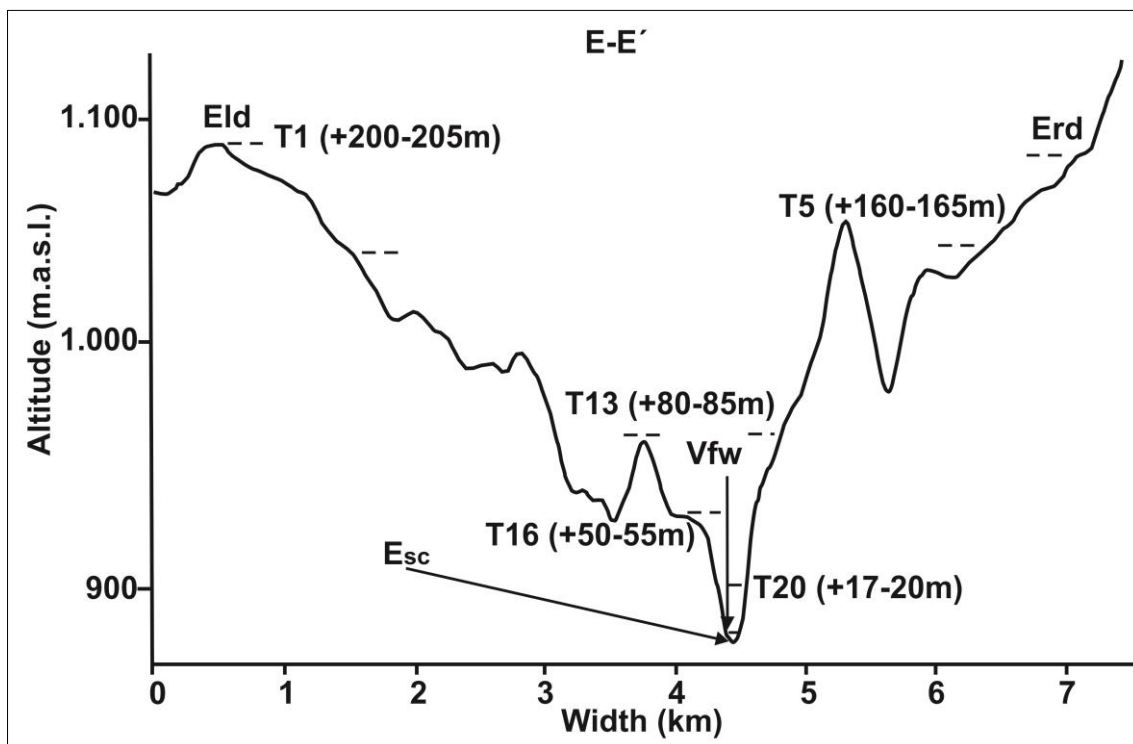
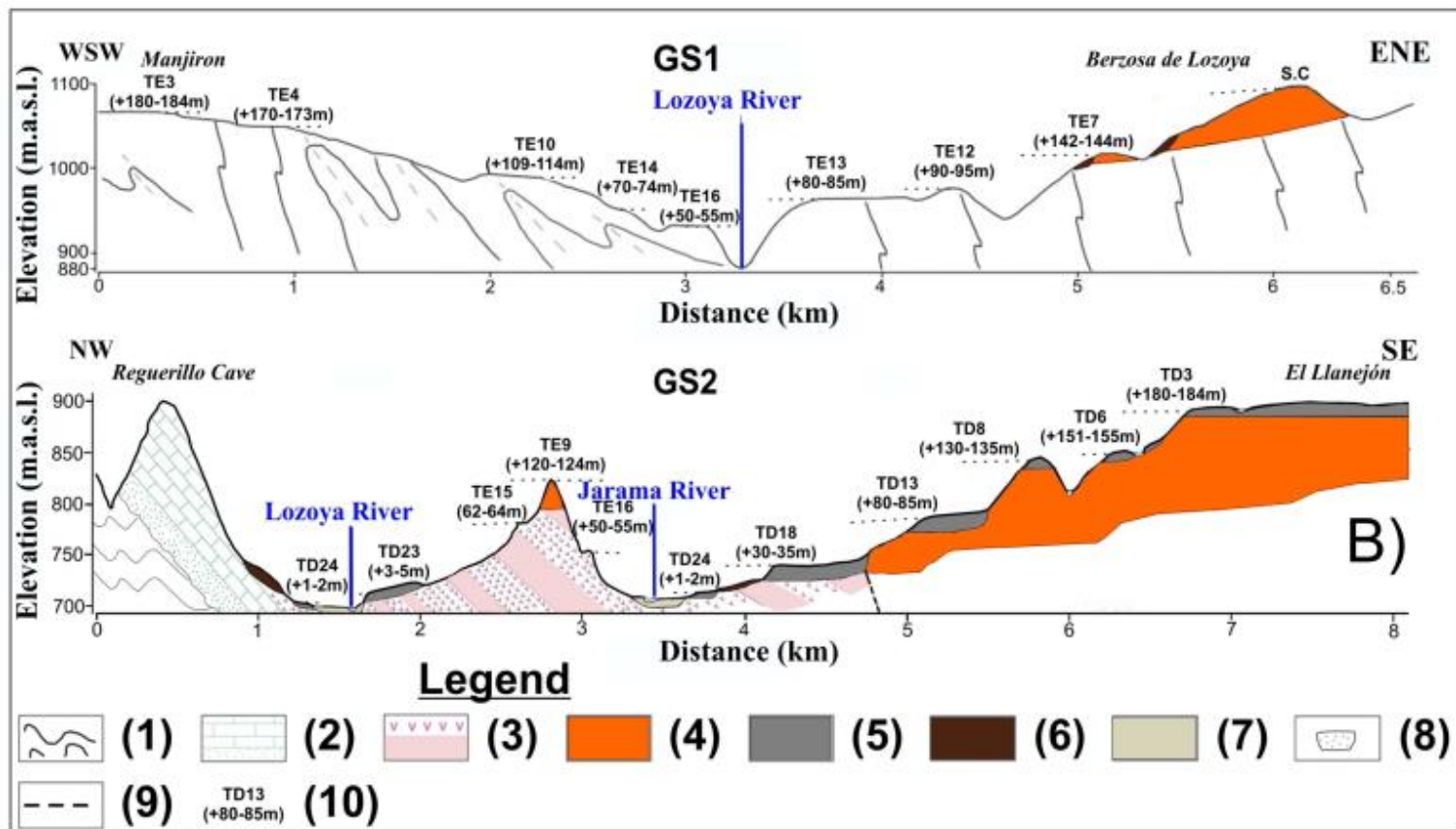
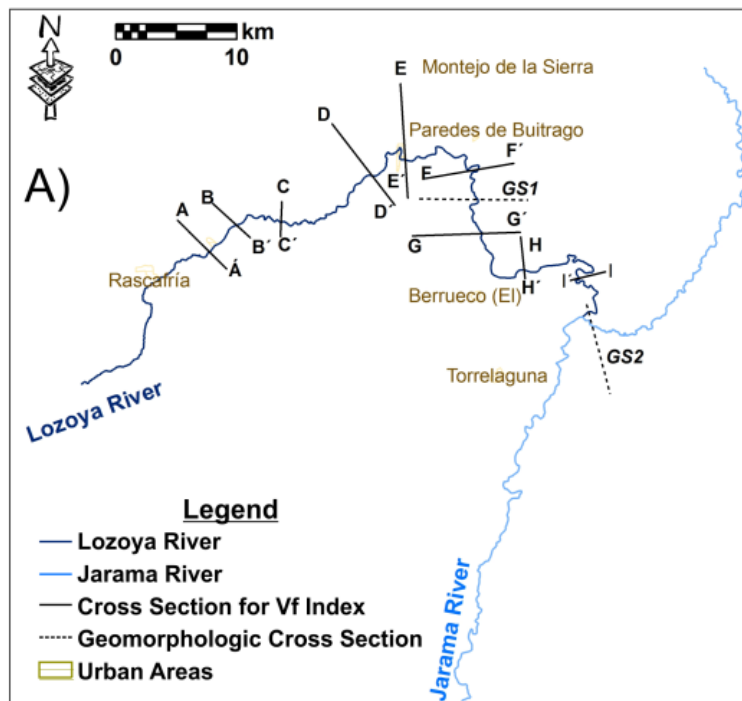


Figura 3.6. Modelo de sección transversal y parámetros seleccionados para poder estimar el índice Vf durante del Cuaternario en los cinco periodos considerados a lo largo del valle del Río Lozoya.

Figure 3.6. Geomorphological cross section along the Lozoya river valley, used to calculate Vf index for the five Quaternary periods considered.

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

En este trabajo hemos estimado el valor Vf para 9 secciones a lo largo del Río Lozoya. Su selección ha sido aleatoria desde cada sector (Figura 3.7) y para todo lo largo del Río.



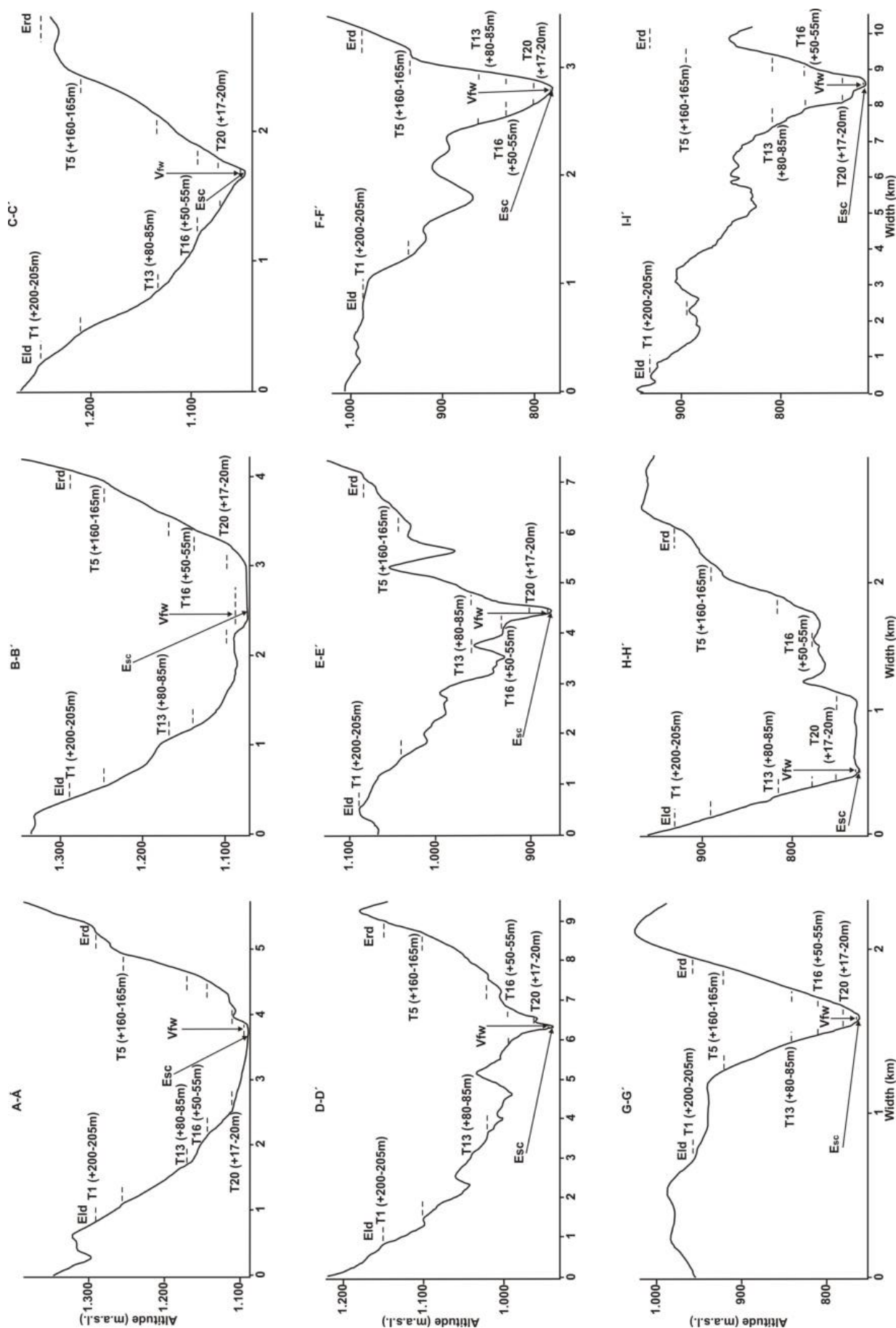
CAPITULO 3. METODOLOGÍA

Figura 3.7. (a) Ríos Lozoya y Jarama. En el Río Lozoya se han marcado las secciones trnasversales usadas para estimar el índice Vf B) Sección transversal geomorfológica de los ríos Lozoya (GS1) y Jarama (GS2). Leyenda: 1. Gneises y metasedimentos (Paleozoico), 2. Dolomías, areniscas, arenas y arcillas (Cretácico), 3. Lutitas rojas (Paleoceno), 4. Cantos y gravas de gneises y de areniscas (Neógeno), 5. Terrazas fluviales (Cuaternario), 6. Coluvión (Holoceno), 7. Llanura aluvial (Holoceno), 8. Fondo del valle, 9. Falla y 10 Niveles de terraza.

Figure 3.7. (a) The Lozoya and the Jarama Rivers. Geomorphological cross sections used to estimate VF index are marked along the along the Lozoya river. (b) Transversal geomorphological section for the Lozoya (GS1) and Jarama Rivers (GS2). Legend: 1. Gneiss and metasediments (Paleozoic), 2. Dolostones, sandstone, sand and clay (Cretacic), 3.Red siltstone (Paleocene), 4. Boulders and cobbles of gneiss, psammite and quartzite (Neogene), 5. Fluvial terraces (Quaternary), 6. Colluvium (Holocene), 7. Floodplain (Holocene), 8. Current river channel, 9. Fault, and 12. Terrace levels.

Después nos hemos enfocado en la reconstrucción de los niveles de base de la cuenca de drenaje basada en la secuencia fluvial identificada del Río Lozoya. Con esta manera hemos podido estimar la evluacion de Vf a lo largo del tiempo en 5 periodos diferentes (P1, P2, P3, P4 and P5), entre 5 terrazas fluviales terraces (T1 +200-205 m; T5 +160-165 m; T11 +100-104 m; T16 +50-55 m, y T20 +17-20 m). Asi que hemos aplicado como Vfw la máxima distancia entre las formas preservadas en los perfiles transversales. Como Esc hemos utilizado la altura del nivel fluvial, y como Eld y Erd la diferencia altimétrica entre las distintas terrazas de cada periodo (Figura 3.8).

CAPITULO 3. METODOLOGÍA



CAPITULO 3. METODOLOGÍA

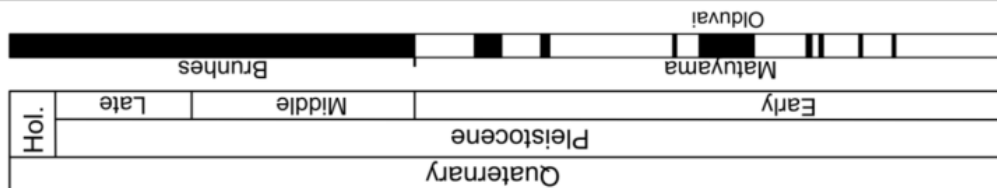
Figura 3.8. Secciones transversales que se usaron para estimar el Vf índice a lo largo del valle del Río Lozoya,

Figure 3.8. Geomorphological cross sections along the Lozoya River valley, used to calculate Vf index for the five Quaternary periods considered.

Después hemos comparado esta data con los ratios de incisión de la secuencia fluvial del Río Lozoya ($P1 \approx 0.055 \text{ mm/a}$, $P2 \approx 0.07 \text{ mm/a}$, $P3 \approx 0.065 \text{ mm/a}$, $P4 \approx 0.006 \text{ mm/a}$ and $P5 \approx 0.1 \text{ mm/a}$), (Figura 3.9 y 3.10). En casos que las terrazas no se han conservado su morfología las hemos interpolado desde terrazas cercanas. Este método nos permite analizar los cambios espacio-temporales de la incisión fluvial que está controlada por la litología regional, el levantamiento local y las condiciones climáticas (Figura 3.10, Tabla 3.1).

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

LOZOYA VALLEY				HENARES VALLEY	JARAMA VALLEY	TAJO VALLEY
Pinilla del Valle	Buitrago de Lozoya	Atazar	Cerro de la Oliva	General sequence		
s +1-2 m	s +1-2 m			T24 (+1-2 m)		
s +3-5 m	s +3-4 m	r +3-5 m	s +3-5 m	T23 (+3-5 m)	+3-5 m	+3-5 m
k +7 m			s +6-8 m	T22 (+6-8 m)	+8 m	+8 m
k +11-14 m	r +11-14 m	r +11-14 m		T21 (+11-14 m)	+12-14 m F3	+12-14 m
		r +17-20 m	r +17-20 m	T20 (+17-20 m)	+20 m	+20 m
k +23 m		s +25 m	s +25 m	T19 (+25 m)	+22 m	
r +30-35 m	r +30-35 m	s +30-35 m	s +30-35 m	T18 (+30-35 m)	+26 m F4	+30 m
r +42-46 m	r +40-45 m	r +50-55 m	r +50-55 m	T17 (+42-46 m)	+32 m	+40-45 m F6
r +50-55 m	r +50-55 m	r +50-55 m	s +50-55 m	T16 (+50-55 m)	+54 m	+60-65 m
r +60-65 m	r +62-64 m	r +70-74 m	r +62-64 m	T15 (+62-64 m)	+64 m	+75-80 m
		r +80-85 m	r +80-85 m	T14 (+70-74 m)	+74 m	+82-85 m
		r +90-95 m	r +90-95 m	T12 (+90-95 m)	+92 m	+95-100 m
		r +100-104 m	r +100-104 m	T11 (+100-104 m)	+104-108 m	+105 m
		r +109-114 m	r +109-114 m	T10 (+109-114 m)	+110-114 m	+115-120 m
		r +120-124 m	r +120-124 m	T9 (+120-124 m)	+125-130 m	
		r +130-135 m	r +130-135 m	T8 (+130-135 m)	+140-145 m	+155 m
		r +142-144 m	r +142-144 m	T7 (+142-144 m)	+150-155 m	
		r +150-155 m	r +151-155 m	T6 (+151-155 m)	+170 m	
		r +160-165 m	r +160-165 m	T5 (+160-165 m)	+180 m	+185 m
		r +170-175 m	r +170-173 m	T4 (+170-173 m)	+190 m	+200-210 m
		r +180-184 m		T3 (+180-184 m)		
		r +200-205 m	r +200-205 m	T2 (+190-195 m)		
				T1 (+200-205 m)		



CAPITULO 3. METODOLOGÍA

Figura 3.9. Cuadro correlación de terrazas fluviales de la cuenca de Madrid. Leyenda: Dataciones numéricas: 14C (D1), U/Th (D2), TL (D3), Racemización de aminoácidos (D4) y ESR (D5). Datos Paleontológicos: *Elephas* sp. (F1), *Equus* sp. (F2), *Cervus elaphus* (F3), *Elephas antiquus* (F4), *Mammuthus meridionalis* (F5), *Mammuthus trogontherü*, *Equus caballus*, *Hipopotamus amphibius*, *Dolichodoricerus savini*, *Eliomys quercinus*, *Allocricetus bursae*, *Microtus brecciensis* y *Apodemus cf. sylvaticus* (F6) (Sesé et al., 2000). Paleomagnetismo: Brunhes/Matuyama (M1). Data paleomagnetismo: polaridad normal (+); polaridad reversa (-). Terrazas: (s) terrazas con deposito, (r) terrazas erosivas y (k) depósitos de rellenos kársticos. Modificado a partir de Pérez-González (1994), Pinilla et al., (1995), Santonja y Pérez-González (1997), Benito et al., (1998), Santonja y Pérez-González (2001) y Ortiz et al. (2009).

Figure 3.9. Lozoya River terrace sequence and its correlation with the sequences of the Tajo River and tributaries, considering relative terraces altitudes, paleomagnetic data, paleontological data and numerical ages. Legend: Numerical dating: 14C (D1), U/Th (D2), TL (D3), Amino acid racemization dating (D4) y ESR (D5). Paleontologic data: Elephas sp. (F1), Equus sp. (F2), Cervus elaphus (F3), Elephas antiquus (F4), Mammuthus meridionalis (F5), Mammuthus trogontherü, Equus caballus, Hipopotamus amphibius, Dolichodoricerus savini, Eliomys quercinus, Allocricetus bursae, Microtus brecciensis y Apodemus cf. sylvaticus (Sesé et al. 1992) (F6). (a) Paleomagnetism data: normal polarity (+); reversal polarity (-). Terraces: (s) Strath terrace, (r) Rock terrace and (k) Karstic fluvial deposits. Modified from Ordoñez et al. (1990), Pérez-González et al. (1994), Pinilla et al. (1995), Santonja and Pérez-González (1997), Benito et al. (1998), Santonja and Pérez-González (2001), Ortiz et al. (2009) and Pérez-González et al. (2012).

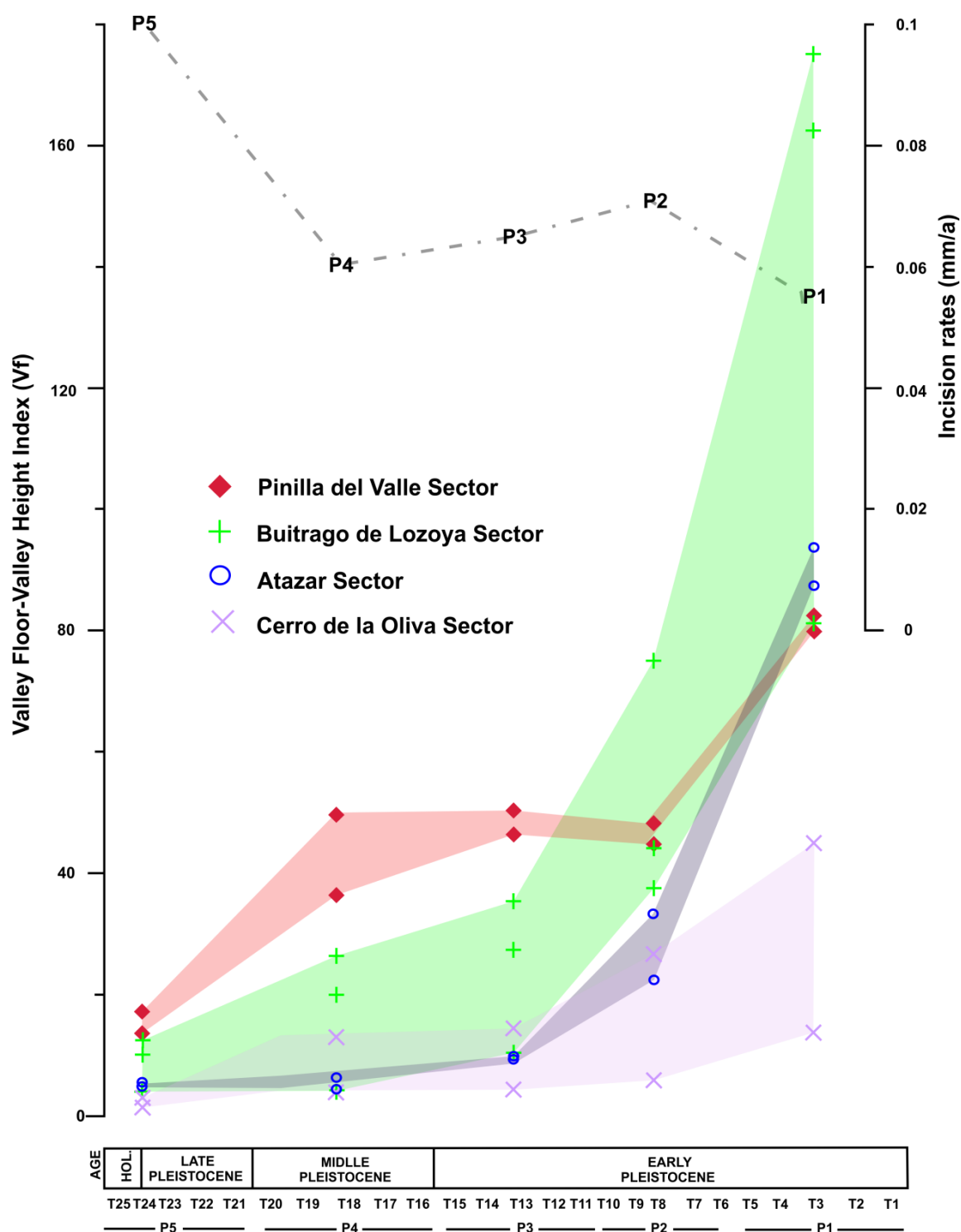


Figura 3.10. Evolución del índice Vf en los cuatro sectores para los cinco periodos considerados durante el Cuaternario.

Figure 3.10. Evolution of the Vf index along Quaternary in the four sectors defined in the Lozoya watershed.

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

Section	Sector	Period	Terraces	Vfw (m)	Eld (m)	Erd (m)	Vf
A-A'	Lozoya	P1	T1 (+200-205m) - T5 (+160-165m)	3300	40	40	82,5
		P2	T5 (+160-165m) - T11 (+100-104m)	2900	60	60	48,3
		P3	T11 (+100-104m) - T16 (50-55m)	2500	50	50	50,0
		P4	T16 (50-55m) - T20 (+17-20m)	1500	30	30	50,0
		P5	T20 (+17-20m) - Lozoya River	345	20	20	17,3
B-B'	Lozoya	P1	T1 (+200-205m) - T5 (+160-165m)	3200	40	40	80,0
		P2	T5 (+160-165m) - T11 (+100-104m)	2700	60	60	45,0
		P3	T11 (+100-104m) - T16 (50-55m)	2300	50	50	46,0
		P4	T16 (50-55m) - T20 (+17-20m)	1100	30	30	36,7
		P5	T20 (+17-20m) - Lozoya River	275	20	20	13,8
C-C'	Buitrago de Lozoya	P1	T1 (+200-205m) - T5 (+160-165m)	3250	40	40	81,3
		P2	T5 (+160-165m) - T11 (+100-104m)	2250	60	60	37,5
		P3	T11 (+100-104m) - T16 (50-55m)	1350	50	50	27,0
		P4	T16 (50-55m) - T20 (+17-20m)	600	30	30	20,0
		P5	T20 (+17-20m) - Lozoya River	200	20	20	10,0
D-D'	Buitrago de Lozoya	P1	T1 (+200-205m) - T5 (+160-165m)	7000	40	40	175,0
		P2	T5 (+160-165m) - T11 (+100-104m)	4500	60	60	75,0
		P3	T11 (+100-104m) - T16 (50-55m)	1750	50	50	35,0
		P4	T16 (50-55m) - T20 (+17-20m)	800	30	30	26,7
		P5	T20 (+17-20m) - Lozoya River	250	20	20	12,5
E-E'	Buitrago de Lozoya	P1	T1 (+200-205m) - T5 (+160-165m)	6500	40	40	162,5
		P2	T5 (+160-165m) - T11 (+100-104m)	2650	60	60	44,2
		P3	T11 (+100-104m) - T16 (50-55m)	500	50	50	10,0
		P4	T16 (50-55m) - T20 (+17-20m)	125	30	30	4,2
		P5	T20 (+17-20m) - Lozoya River	80	20	20	4,0
F-F'	Atazar	P1	T1 (+200-205m) - T5 (+160-165m)	3750	40	40	93,8
		P2	T5 (+160-165m) - T11 (+100-104m)	2000	60	60	33,3
		P3	T11 (+100-104m) - T16 (50-55m)	470	50	50	9,4
		P4	T16 (50-55m) - T20 (+17-20m)	140	30	30	4,7
		P5	T20 (+17-20m) - Lozoya River	100	20	20	5,0
G-G'	Atazar	P1	T1 (+200-205m) - T5 (+160-165m)	3500	40	40	87,5
		P2	T5 (+160-165m) - T11 (+100-104m)	1350	60	60	22,5
		P3	T11 (+100-104m) - T16 (50-55m)	450	50	50	9,0
		P4	T16 (50-55m) - T20 (+17-20m)	200	30	30	6,7
		P5	T20 (+17-20m) - Lozoya River	100	20	20	5,0
H-H'	Cerro de Oliva	P1	T1 (+200-205m) - T5 (+160-165m)	550	40	40	13,8
		P2	T5 (+160-165m) - T11 (+100-104m)	350	60	60	5,8
		P3	T11 (+100-104m) - T16 (50-55m)	200	50	50	4,0
		P4	T16 (50-55m) - T20 (+17-20m)	125	30	30	4,2
		P5	T20 (+17-20m) - Lozoya River	30	20	20	1,5
I-I'	Cerro de Oliva	P1	T1 (+200-205m) - T5 (+160-165m)	1800	40	40	45,0
		P2	T5 (+160-165m) - T11 (+100-104m)	1600	60	60	26,7
		P3	T11 (+100-104m) - T16 (50-55m)	700	50	50	14,0
		P4	T16 (50-55m) - T20 (+17-20m)	400	30	30	13,3
		P5	T20 (+17-20m) - Lozoya River	60	20	20	3,0

Tabla 3.1. Valores de Vf índice estimados en la cuenca de drenaje del Río Lozoya (Figura 5.7).

Table 3.1. Values of Vf index, estimated for the Lozoya River. See location in Figure 5.7.

3.3.2. Índice *Stream Length-Gradient* (SL)

El índice SL se aplica comúnmente en perfiles x-y para detectar anomalías a lo largo de los perfiles longitudinales (Hack, 1973). Aquí hemos creado un mapa de distribución del índice SL usando el MDT de 5 m de resolución y SIG, siguiendo la metodología propuesta desde Font *et al.*, 2010. Primero, desde el MDT se ha extraído el mapa de pendientes. Después se han digitalizado los arroyos principales de la cuenca de drenaje del Río Lozoya (Figura 3.11) creando así una base de datos de información espacial (polilíneas vectoriales). A continuación, desde las polilíneas hemos extraído un nuevo archivo compuesto de puntos espaciales con una frecuencia de cada 100m (Figura 3.12) y para cada punto hemos estimado el índice *Stream Length-Gradient* a lo largo de los perfiles longitudinales de la cuenca de drenaje del Río Lozoya. Finalmente estos datos se han interpolado aplicando el método estadístico de *ordinary kriging* para crear un mapa de este índice (Figura 3.13).

A partir de este DEM hemos extraído un mapa de porcentaje desde donde hemos estimado el pendiente para este índice. Una vez calculado el índice SL para los perfiles longitudinales de los arroyos principales de la cuenca del Río Lozoya hemos usado esta información para crear una superficie continua usando el método de interpolación “*ordinary kriging*” (Figura 3.14).

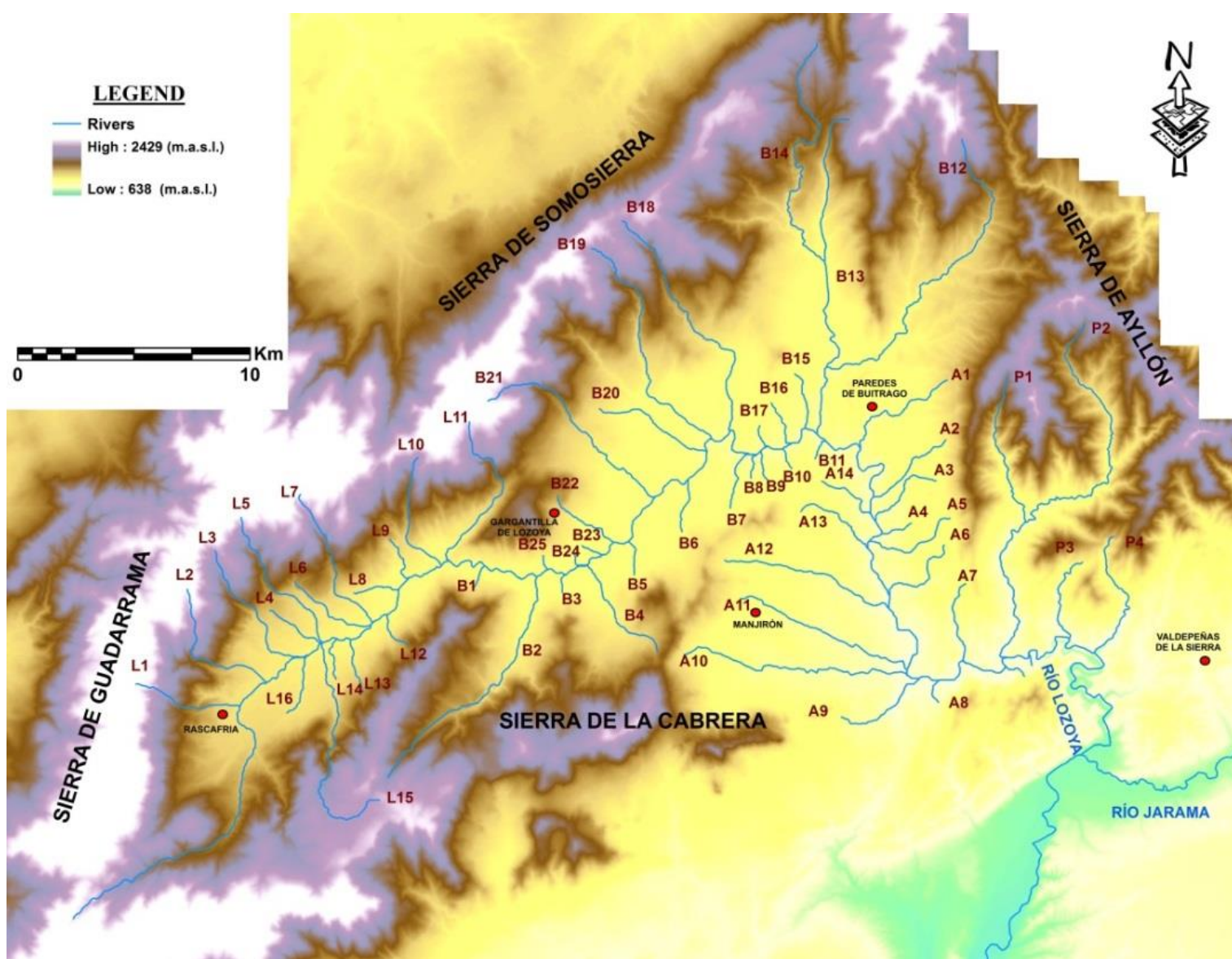


Figura 3.11. Modelo Digital del Terreno de la cuenca de drenaje del Río Lozoya y su red de drenaje principal.

Figure 3.11. Digital Elevation Model and the main streams of the Lozoya river basin.

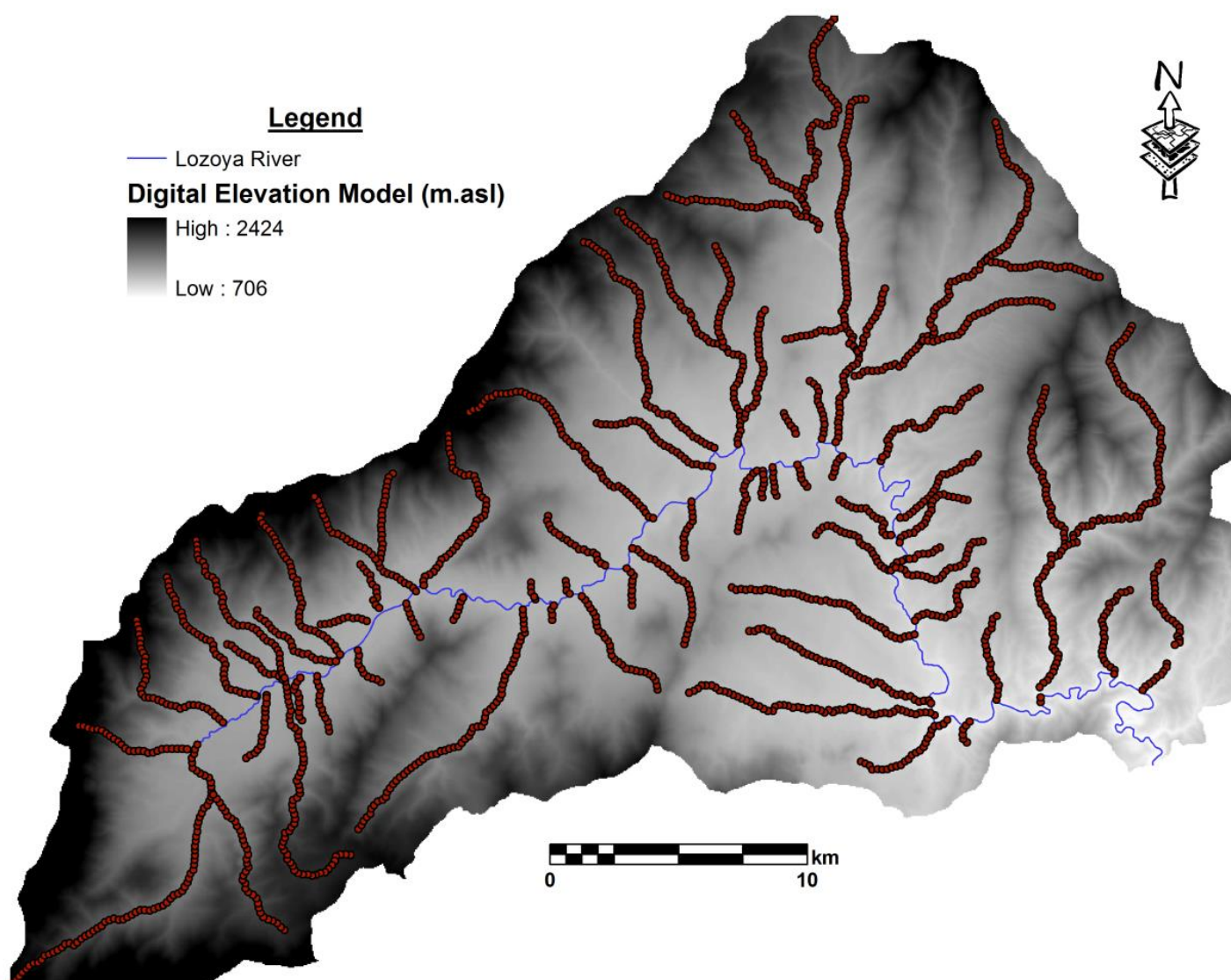


Figura 3.12. Modelo Digital de Elevaciones (MDE) y los puntos que se usaron para la creación del mapa del índice SL.

Figure 3.12. Digital elevation model (DEM) and points used for the creation of the SL index map.

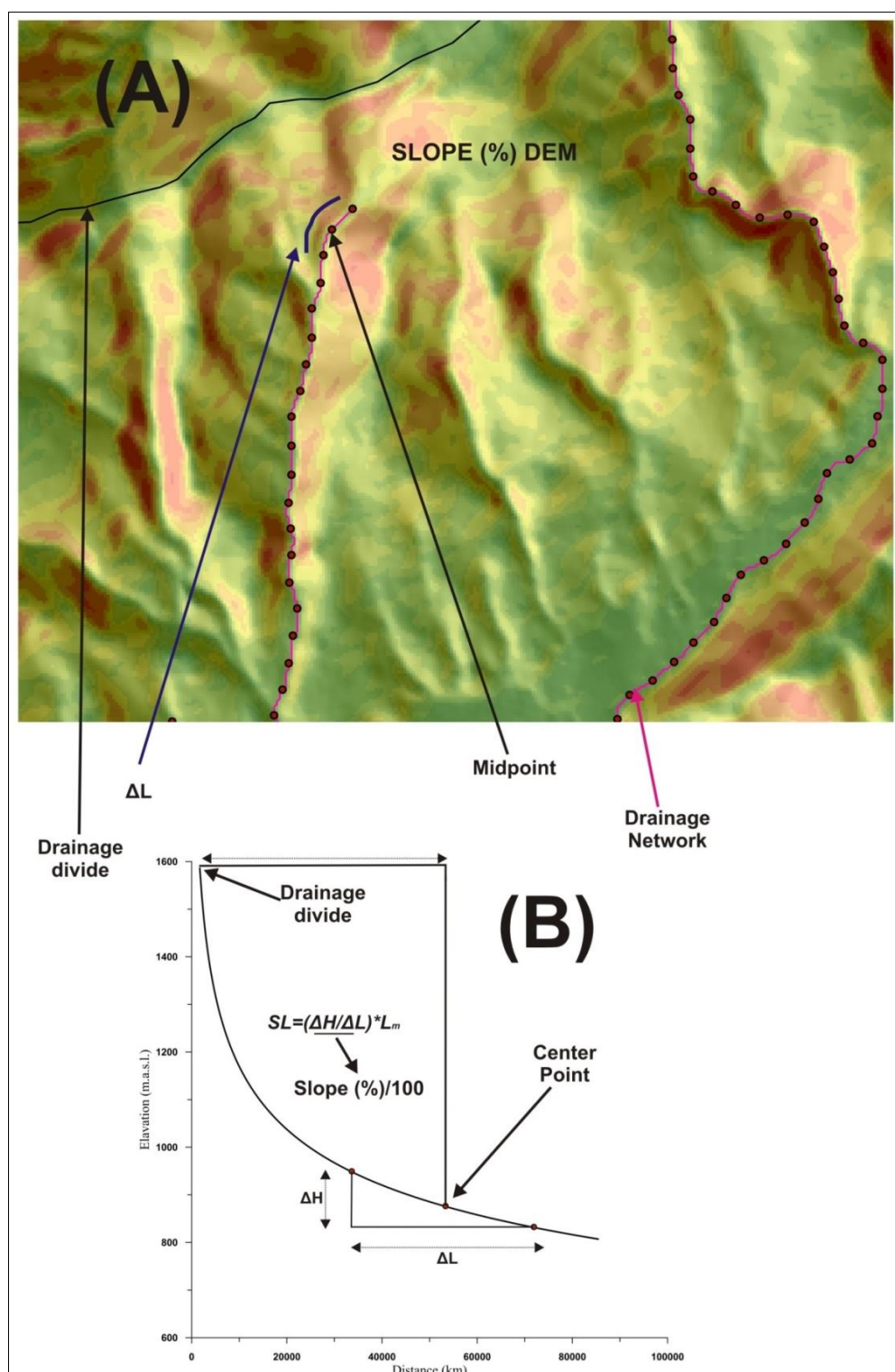


Figura 3.13. Contenidos necesarios para la estimación del mapa del Índice SL.

Figure 3.13. Contents needed for the estimation of the SL-Index map.

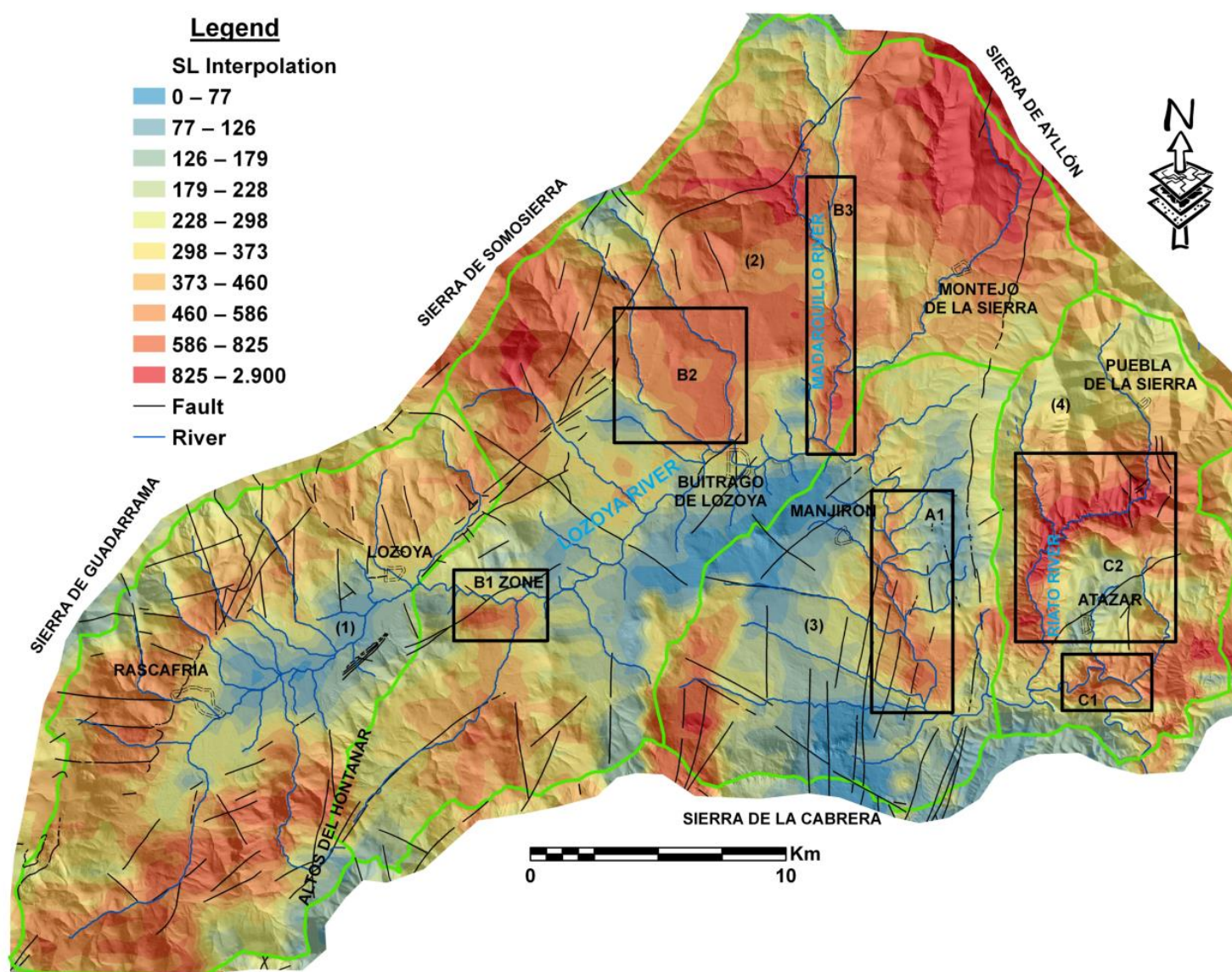


Figura 3.14. Mapa de SL índice, estimado en la del estudio. Las líneas negras corresponden en fallas. SL se ha clasificado acorde el método cuantificado.

Figure 3.14. Stream Length - Gradient index (SL) map, calculated for Lozoya the study area. The black lines correspond to the main faults of the study area. SL was classified according to the quantile method.

3.3.3. *Perfiles longitudinales de elevación, pendiente y curvatura*

Los perfiles longitudinales siempre se han considerado muy importantes para los estudios geomorfológicos e hidrológicos. Las pequeñas convexidades identificadas como cambios de pendiente o escarpes se han asociado como momentos de desequilibrio y desestabilidad (Hack, 1973) producidos por cambios del nivel del base, variedad litológica, dominios estructurales, episodios de sedimentación o por causas antrópicas (Richards, 1982; Knighton, 1998; Burbank and Anderson, 2001; Schumm, 2005; Gasparini *et al.*, 2007; Phillips and Lutz, 2008). Al contrario las formas cóncavas están asociadas con periodos estables (Leopold, 1994; Sinha and Parker, 1996; Morris and Williams, 1997; Smith *et al.*, 2000; Larue, 2008; Phillips and Lutz, 2008). Para el análisis del perfil longitudinal del valle del Río Lozoya hemos usado tres variedades (elevación, pendiente y curvatura) extraídas del MDT de resolución de 5 m. La combinación de estos tres valores nos ha permitido identificar las irregularidades más significativas. Estas irregularidades detectadas en el perfil longitudinal del valle actual, se ha comparado con los perfiles longitudinales reconstruidos para las terrazas fluviales del Río Lozoya. Para reconstruir estos perfiles hemos utilizado funciones polinómicas de n^{th} grado con mejor valor de ajuste ($R^2 > 0,99$).

3.3.4. Índice de concavidad (*Concavity, SI*)

Este índice se usó para estudiar las formas generales de los perfiles longitudinales y se ha computado a partir de las desviaciones de cada perfil longitudinal respecto a una línea recta (Phillips and Lutz, 2008):

$$CI = \sum (H_i^* - H_i) / N$$

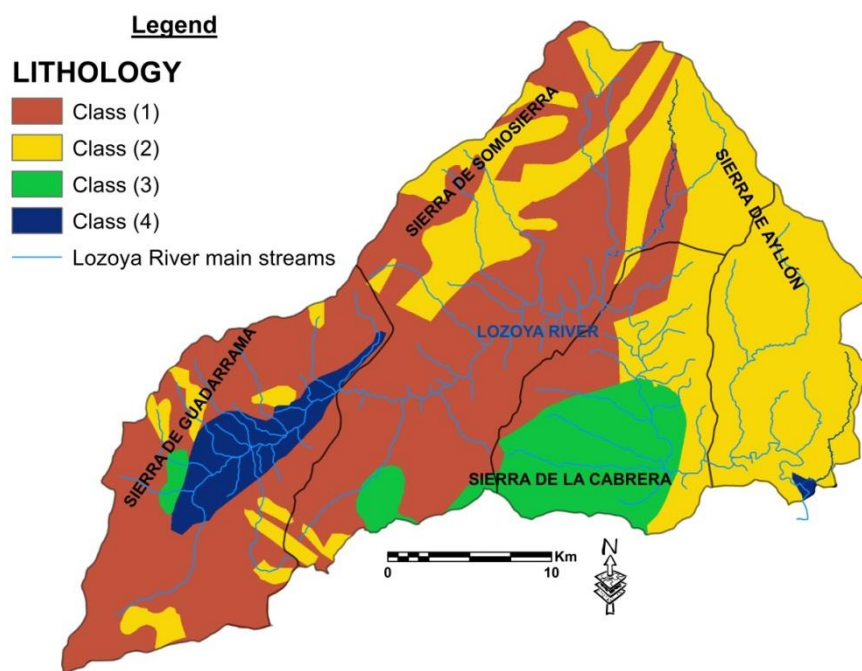
donde H_i es la elevación en una distancia i y H_i^* es la elevación a lo largo de una línea recta desde el punto más alto hacia el punto más bajo en línea horizontal. N es el número total de los puntos que se van a medir. $CI < 0$ indica formas convexas y $CI > 0$ formas cóncavas (Phillips and Lutz, 2008).

3.4. CORRELACIÓN ESTADÍSTICA ENTRE PENDIENTE, CURVATURA, ÍNDICE SL, ELEVACIÓN Y GRUPOS LITOLÓGICOS.

En este apartado, se describen las técnicas utilizadas para combinar los resultados obtenidos del análisis morfométrico con los grupos litológicos del sustrato, con objeto de analizar la distribución entre las variaciones morfométricas con condicionantes litoestructurales. Para ello, en primer lugar se ha agrupado las distintas litologías en 4 grupos considerando su erodabilidad, permeabilidad y su resistividad a la meteorización observada mediante criterios de campo. De este modo los grupos creados son: (1) ortogneises y leukogneises, (2) paragneises, esquistos, metasamitas, pizarras

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

negras y cuarcitas, (3) granitos, adamellitas y rocas filonianas y (4) areniscas, arenas, dolomías, lutitas, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas (Figura 3.15). Después, hemos asociado estos grupos con valores de curvatura (C_p) (Figura 3.16); de pendiente, clasificadas según los intervalos ; (1) $1-3^\circ$, (2) $3-5^\circ$, (3) $5-10^\circ$, (4) $10-20^\circ$ y (5) $\geq 20^\circ$ (Figura 3.17); del índice SL (Figura 3.18) y del elevación (Figura 3.19) extraídos desde los perfiles longitudinales de los arroyos más importantes de la cuenca de drenaje del Río Lozoya. Para poder asociar todos estos valores hemos aplicado la técnica estadística “*Discriminant Analysis*”. El análisis discriminante es una técnica estadística multivariante cuya finalidad es describir (si existen) diferencias entre grupos de objetos sobre los que se observan varias variables (variables discriminantes). El análisis discriminante se utiliza cuando se conocen grupos a priori. En términos simples, el análisis de la función discriminante es la clasificación, es decir, el acto de distribuir varios grupos en diferentes clases o categorías. Nuestro objetivo usando esta técnica era reclasificar estos 4 grupos litológicos en diferentes categorías usando como variedades la pendiente, curvatura, índice SL y elevación.



CAPITULO 3. METODOLOGÍA

Figura 3.15. Mapa de litología, clasificada en 4 grupos con respecto a su erodabilidad, permeabilidad y su resistividad a la meteorización observada en campo.

Figure 3.15. Lithological map divided in four big classes by the erodibility, the permeability and the weathering resistance.

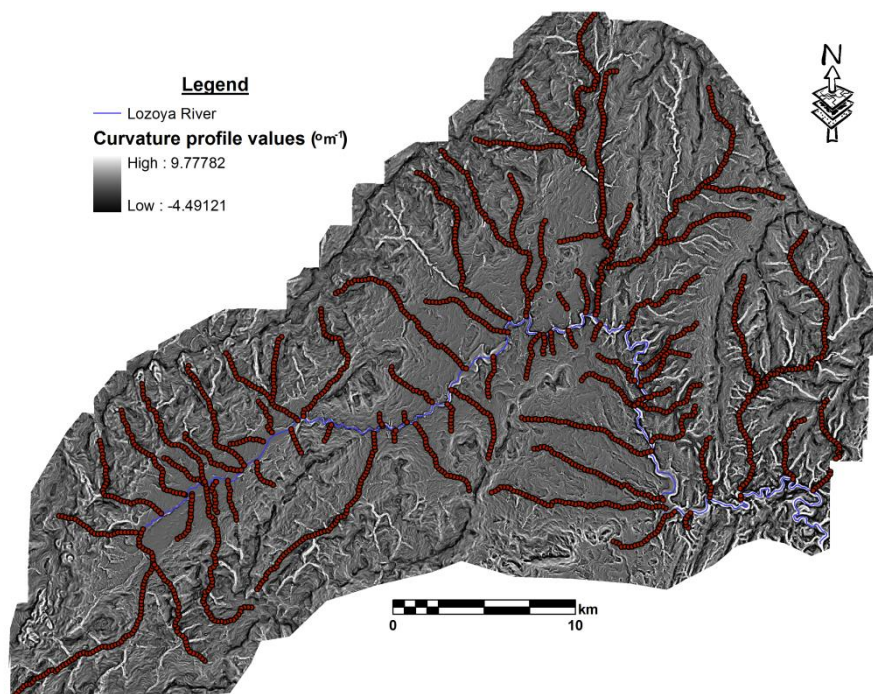


Figura 3.16. Mapa de la curvatura *profile*.

Figure 3.16. Profile curvatura map.

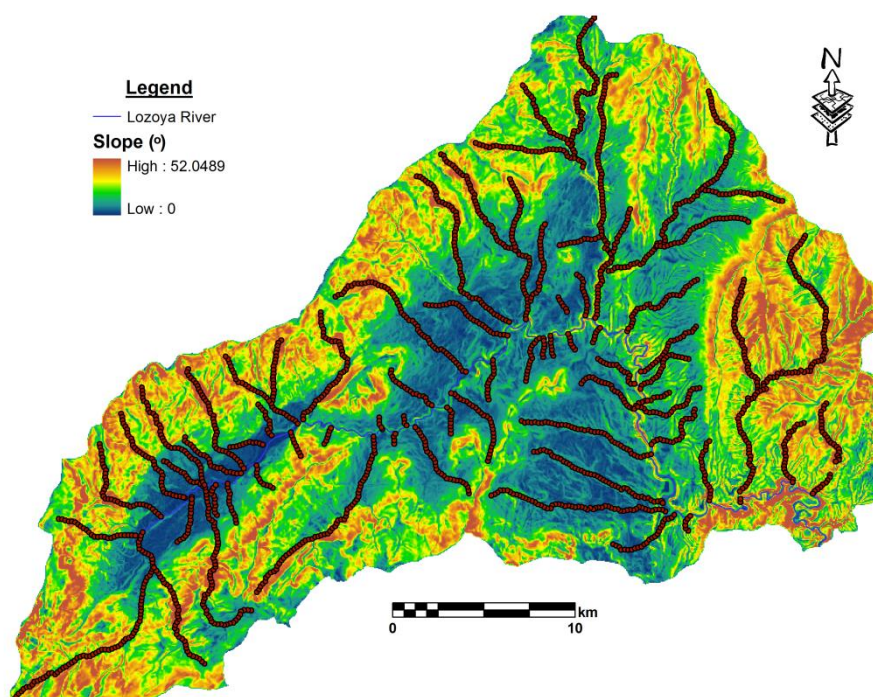


Figura 3.17. Mapa de pendiente.

Figure 3.17. Slope map.

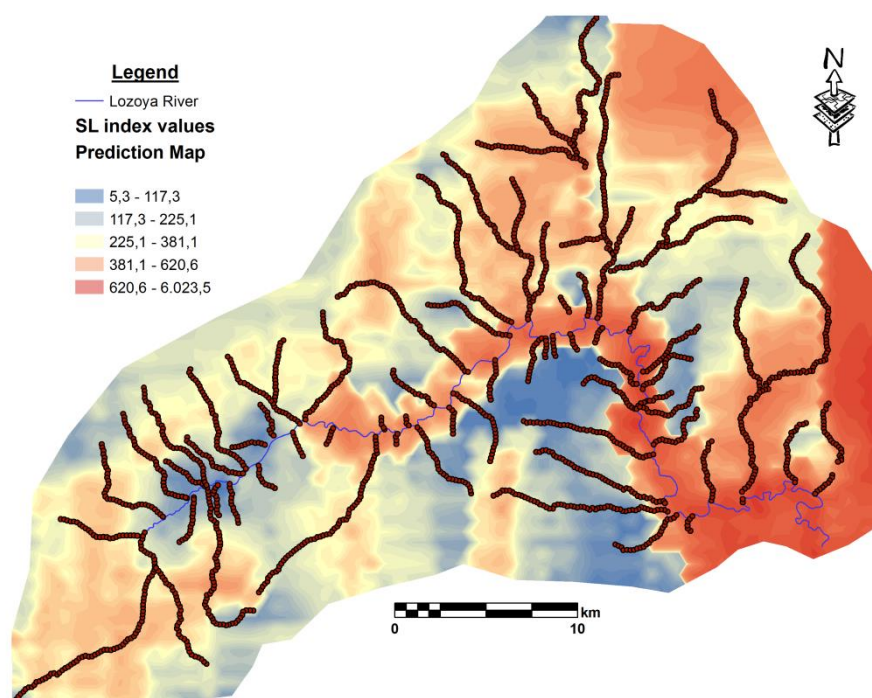


Figura 3.18. Mapa del índice SL.

Figure 3.18. SL index map.

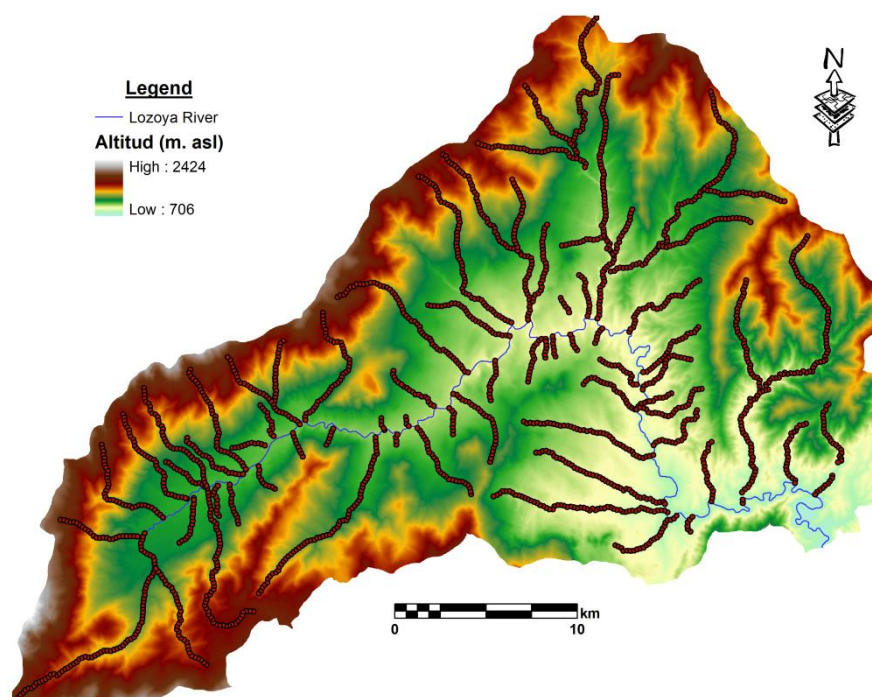


Figura 3.19. Mapa de la elevación.

Figure 3.19. Elevation map.

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

Después, la información conseguida desde las funciones discriminantes se ha interpolado usando herramientas GIS (ArcGIS). Para ello se ha utilizado un análisis geostadístico, el método del *cokriging*, ya explicado en la sección de métodos de interpolación usados.

Este método analiza una variable principal que se autocorrelaciona entre sus valores y con valores de otras variables para poder mejorar el modelo de predicción. En nuestro caso las variables que hemos elegido son las funciones obtenidas desde el análisis discriminante (Figura 3.20).

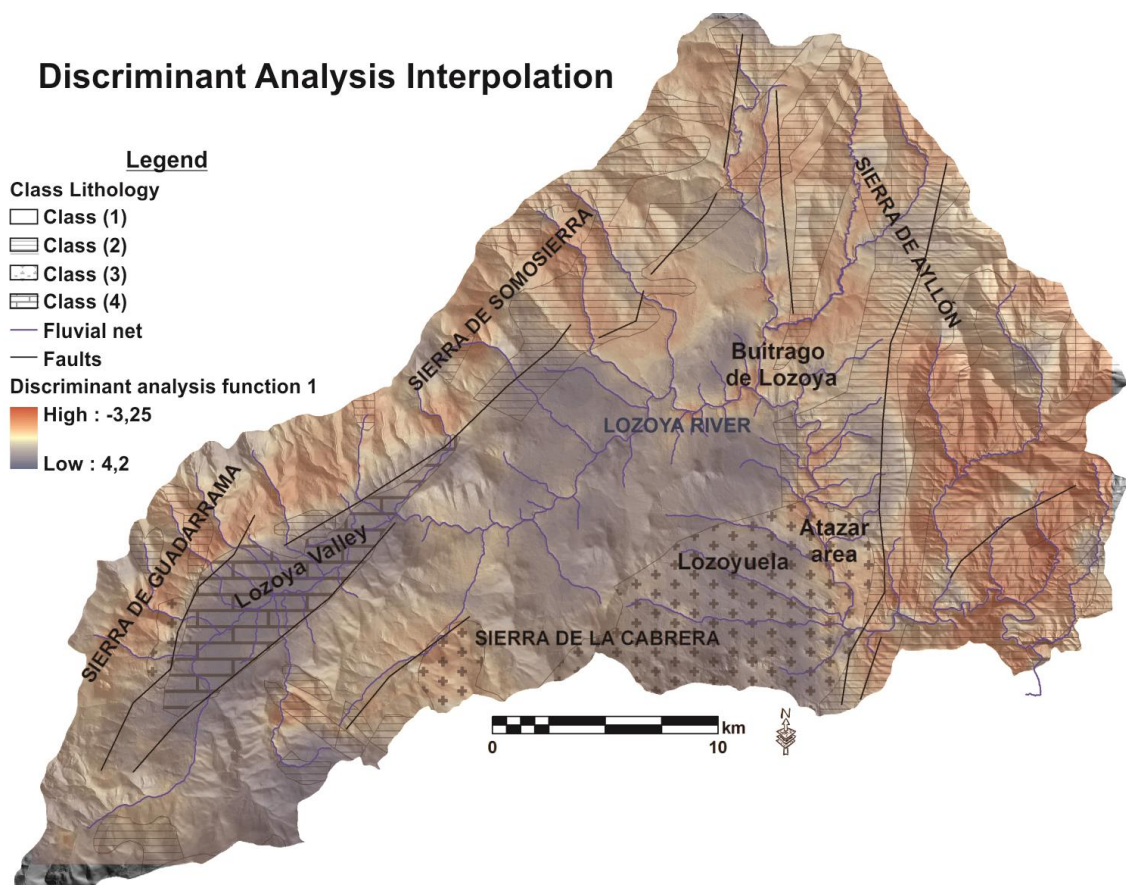


Figura 3.20. Mapa calculado para las funciones del análisis discriminante en nuestra zona de estudio. El mapa se ha clasificado según el método del cuantil.

Figure 3.20. Map of the discriminant analysis functions, calculated for Lozoya study area. The black lines correspond to the main faults of the study area. Discriminant functions were classified according to the quantile method.

3.5. DATACIONES MEDIANTE NÚCLIDOS COSMOGÉNICOS ^{10}Be Y ^{26}Al

3.5.1. Conceptos teóricos

Los rayos cosmogénicos son partículas cargadas de alta energía que invaden la Tierra desde todas las direcciones. En su mayoría, están compuestos por núcleos atómicos pero también incluyen electrones, positrones y otro tipo de partículas. Los niveles de energía están entre unos pocos MeV hasta $\approx 10^{20}$ MeV. La mayoría de estos núcleos tienen su origen fuera del sistema solar, pero en cualquier caso, hay algunos que están asociados a los eventos solares. Este tipo de rayos tienen energía mucho menor (1-100 MeV) que las de origen galáctico y su contribución en la producción de núclidos en la superficie de la Tierra es mínima (Masarik and Reedy, 1994). La mayoría de estos rayos cosmogénicos de origen galáctico están derivadas por explosiones de supernovas. El espectro medio de energía de los rayos cosmogénicos y su flujo parece que ha sido constante en los últimos 10 millones de años (Leya *et al.*, 2000). En la parte superior de la atmósfera de la Tierra los rayos cosmogénicos están compuestos por protones (87%), partículas- α (12%) y una pequeña contribución de otras partículas. Cuando los rayos primarios entran en contacto con átomos de la atmósfera de la Tierra se producen los rayos cosmogénicos secundarios.

Las reacciones más predominantes son de espalación, o el proceso por el que un núcleo pesado emite una gran cantidad de nucleones como resultado del choque con un protón

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

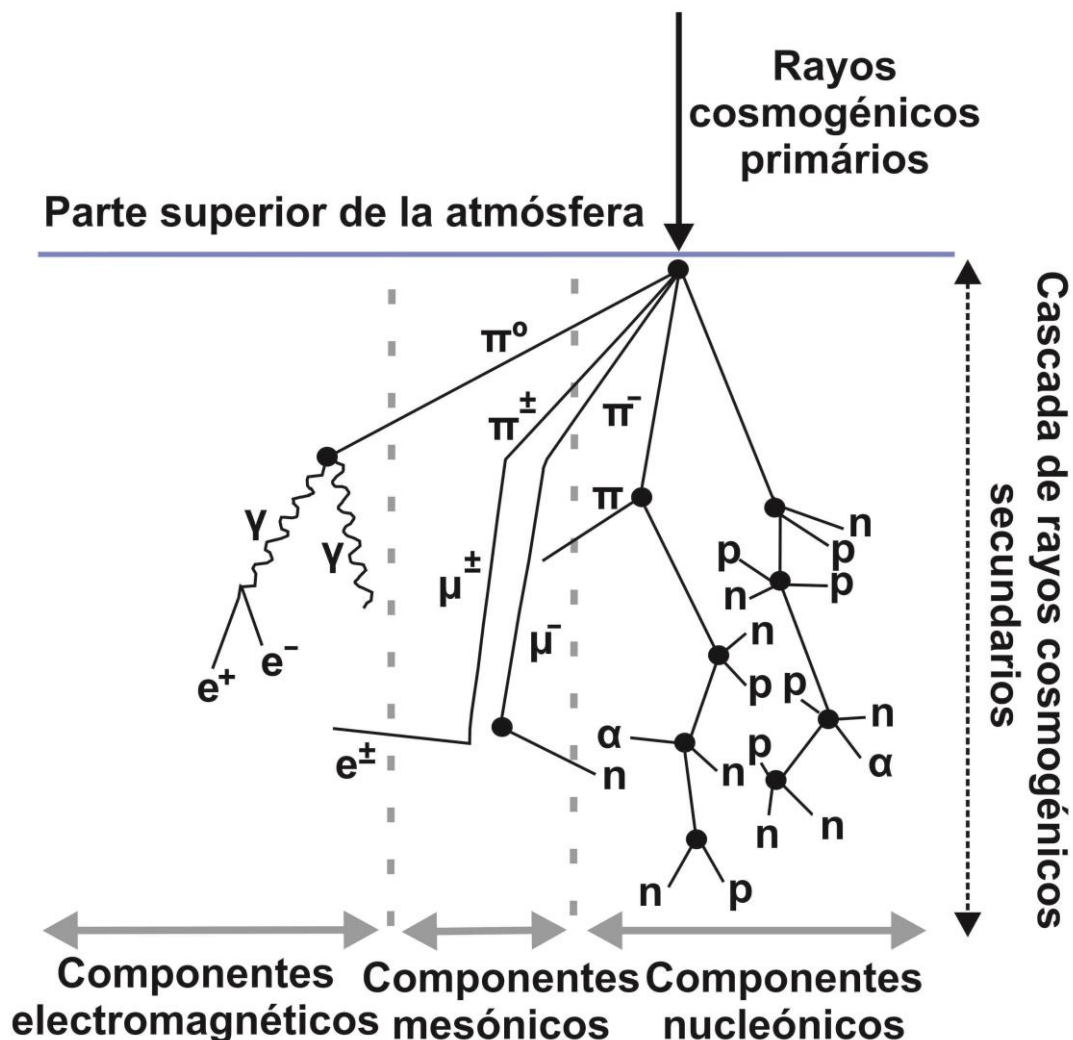
de alta energía, reduciendo por tanto su peso atómico en gran medida. Durante la espalación, los núcleos más grandes mantienen la dirección de la partícula impactante (Dunne *et al.*, 1999). El fenómeno de espalación continúa con los núclidos y así se produce una cascada nuclear (Figura 3.21). Durante este fenómeno los protones sufren ionizaciones (Lal and Peters, 1967) y esto tiene como consecuencia que la composición de los rayos cosmogénicos cambia de un flujo dominado por protones a un flujo de neutrones. De este modo, en posiciones situadas al nivel del mar los neutrones constituyen el 98% del flujo de los rayos cosmogénicos. Otra diferencia entre los rayos primarios y secundarios es que estos llegan tener energías mucho más bajas (100MeV, 1-10MeV y <1MeV). Además, las colisiones entre los rayos cosmogénicos y los núcleos atómicos del parte superior de la atmosfera producen mesones (Lal and Peters, 1967). Dentro en una distancia reducida este tipo de elementos decaen muones (Eidelman *et al.*, 2004). Los muones durante su viaje desde el parte superior de la atmosfera hasta la superficie de la Tierra se pierden a unos 2GeV de energía. Aunque estos muones son los más abundantes de los elementos en los rayos cosmogénicos, en la superficie de la Tierra dominan los componentes nucleónicos. No obstante, a tan sólo unos pocos metros de profundidad vuelven a dominar los muones.

Los rayos cosmogénicos primarios son partículas cargadas y esto hace que su flujo quede afectado por el campo electromagnético. Su deflexión por el campo magnético depende, primero, del ángulo entre la dirección perpendicular de la partícula y la del campo magnético y segundo por su energía. Las partículas con menos energía tienen una trayectoria más compleja que los que tienen una velocidad más alta (Smart *et al.*, 2000). En el parte superior de la atmosfera es donde se encuentra el mayor número de neutrones secundarios (No) y va disminuyendo exponencialmente con la profundidad atmosférica:

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

$$N(d) = N_0 e^{-d/\Lambda} \quad (3.5-1)$$

Donde (N_0) es el número de nucleones en el parte superior de la atmosfera, d es el espesor atmosférico (mbar) y Λ es la longitud de atenuación (gcm^{-2}). Λ no es constante y varía con la latitud geomagnética y la altura (Lal, 1991; Desilets and Zreba, 2003; Desilets *et al.*, 2006(b)). Λ_m es la longitud de atenuación de los muones y se va disminuyendo con la misma manera que los nucleones secundarios, pero su longitud de atenuación es más larga (Boezio *et al.*, 2000).



CAPITULO 3. METODOLOGÍA

Figura 3.21. La cascada de los rayos cosmogénicos secundarios en la atmósfera. Leyenda: n: neutrones, p: protones, a: partículas alfa, e ±: electrón o positrón, g: fotón de rayos gamma, p: pion, m: muón (Simpson, 1958).

Figure 3.21. The secondary cosmic ray cascade in the atmosphere. Legend: n: neutron, p: proton, a: alpha particle, e±: electron or positron, g: gamma-ray photon, p: pion, m: muon. (Simpson and Fagot, 1953).

El flujo de los rayos dentro de la atmosfera depende de su ángulo con el horizonte, los flujos de rayos verticales son más grandes que los flujos que se acercan desde el horizonte. Así, la intensidad de la distribución de los rayos cosmogénicos es:

$$I_{(\varphi)} = I_0 \sin \theta \quad (3.5-2)$$

donde I_0 es la intensidad en un ángulo vertical y θ el ángulo de inclinación desde el horizonte (Lal, 1991). De este modo, la intensidad de rayos cosmogénicos depende de su altitud, la profundidad atmosférica y su ángulo desde el horizonte. La longitud de atenuación en la superficie de la Tierra tiene los mismos principios que con en la atmosfera, pero en este caso depende de la densidad del material que interactúa y la estructura atómica de este material. Los neutrones rápidos y de alta energía se disminuyen con su espesor por debajo de la superficie con una forma exponencial (Dunai *et al.*, 2000),

$$N(Z) = N_0 e^{-Z\rho/\Lambda} \quad (3.5-3)$$

donde N_0 es el número de nucleones en las superficies, Z es la profundidad por debajo de la superficie (cm), ρ la densidad de la roca (gcm^{-3}) y el Λ la longitud de la atenuación (gcm^{-2}). La longitud de atenuación de los neutrones es entre 150 y 180 (gcm^{-2}), (Kurz, 1986 (b); Brown *et al.*, 1992; Nishiizumi *et al.*, 1994; Gosse and

Philips, 2001). Los valores son más pequeños para altitudes grandes que para altitudes medio pequeños (Brown *et al.*, 1992). Los muones penetran más que los neutrones de alta energía en espesores sub-superficiales. De manera que, a profundidades de 2-3 metros desde la superficie, son más importantes que los de alta energía. La longitud de atenuación es mucho más mayor que de los neutrones (Groom *et al.*, 2001; Braucher *et al.*, 2013; Figura 3.21).

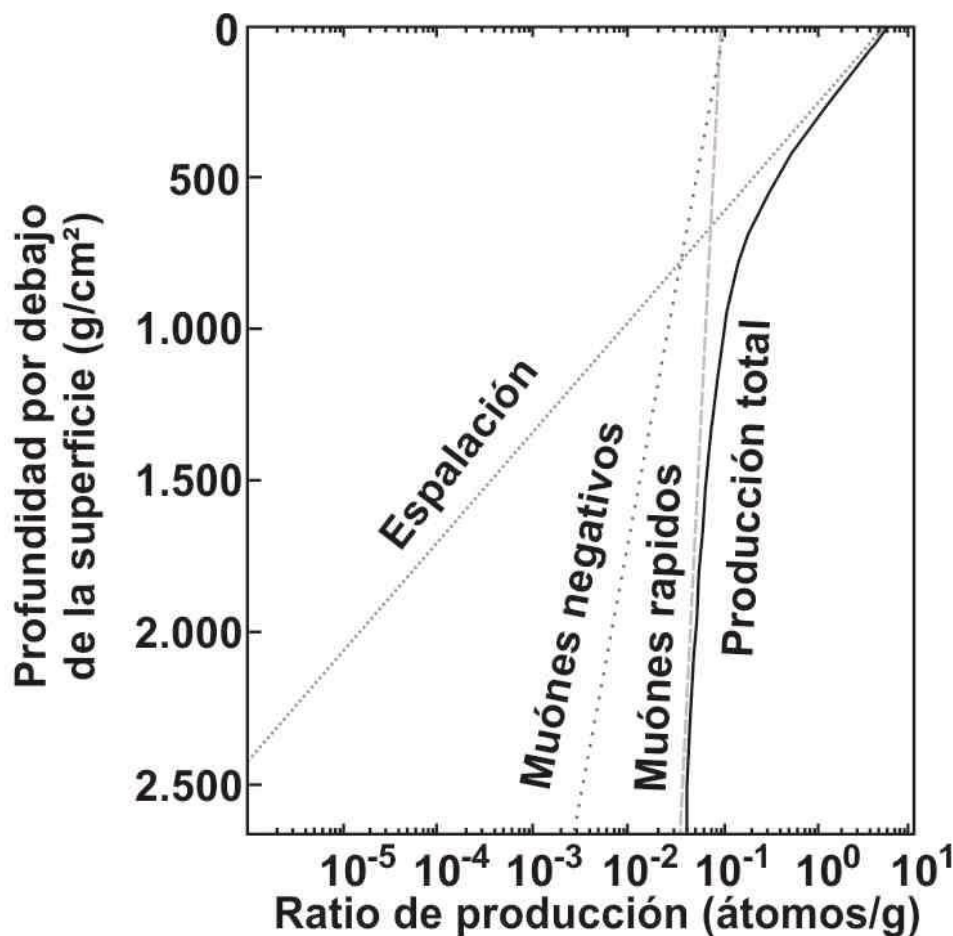


Figura 3.21. La producción de ^{10}Be como una función de la profundidad por debajo de la superficie de la Tierra en condiciones a nivel del mar y de alta latitud. En esta figura se presenta la dependencia entre la profundidad y las tasas de producción en la superficie de una roca con densidad $2,7 \text{ g/cm}^3$ según Heisinger *et al.* (2002a, 2002b).

*Figure 3.21. ^{10}Be production as a function of depth below surface at sea level and high latitude, calculated using a rock density of 2.7 g/cm^3 , depth dependency and surface production rates from Heisinger *et al.* (2002a, 2002b).*

3.5.2. ^{10}Be y ^{26}Al

El Be tiene dos núclidos cosmogénicos ^7Be y ^{10}Be y uno estable ^9Be . El ^7Be no puede tener aplicación en dataciones por su corta media vida (≈ 53 días), cuando la vida del ^{10}Be es de $1,56 \pm 0,07$ Ma (Nishiizumi *et al.*, 2007). El ^{10}Be se puede producir en la atmosfera por espalación en nitrógeno y oxígeno. El Be atmosférico puede absorberse de materiales superficiales (Nishiizumi *et al.*, 1986; Gosse and Philips 2001). El Be atmosférico en cuarzo se puede eliminar con mucha seguridad usando una serie de disoluciones químicas, algo que no se puede garantizar en otros minerales, como olivino, piroxenos, sanidina o carbonatos (Nishiizumi *et al.*, 1990; Seidl *et al.*, 1997; Blard *et al.*, 2008a; Kober *et al.*, 2005; Braucher *et al.*, 2003 y Merchel *et al.*, 2008b). En las rocas superficiales el ^{10}Be se produce por espalación con oxígeno (O) o silicio (Si) y en menor medida con elementos pesados Mg, Al, Si y Ca (Masarik, 2002; Kober *et al.*, 2005). En el cuarzo, en condiciones SLHL hay un pequeño porcentaje, 3.61% según Heisibegr (2002) o 1,85% según Braucher (2003), que se produce por interacciones de los elementos con muones lentos (“stopped negative muon”) y muones rápidos (“fast muon”). El ratio de producción de ^{10}Be en cuarzo en la superficie de la Tierra (condiciones SLHL) son unos 4.49 ± 0.03 átomos $\text{g}^{-1} \text{a}^{-1}$ por espalación, 0.022 ± 0.008 átomos $\text{g}^{-1} \text{a}^{-1}$ por muones lentos y 0.029 ± 0.012 átomos $\text{g}^{-1} \text{a}^{-1}$ por muones rápidos (recalculado para $T_{1/2}=1.36\text{Ma}$; Balco *et al.* 2008; Dunai, 2010; Braucher *et al.*, 2013). Los mecanismos de producción de ^{10}Be están asociados con la profundidad desde la superficie de la Tierra. En los primeros centímetros la producción se debe principalmente al mecanismo de producción por espalación. Este mecanismo se atenúa rápidamente a profundidades de 2-3 metros, y así, en estas profundidades, el mecanismo

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

más importante de producción es por captura muónica (Gosse and Phillips, 2001). Según Braucher (2013) hay indicios de que la separación entre muones rápidos y lentos podía ser artificial. Quizás estas partículas corresponden en diferentes estados de energía pero se refieren solo en un tipo de energía.

El ^{26}Al tiene un núclido estable ^{27}Al y un cosmogénico ^{26}Al con una media vida de $708 \pm 17 \text{ ka}$ (Nishiizumi, 2004). El Al es elemento mayoritario en la mayoría de los casos. Si la muestra contiene mucho aluminio estable en ppm, es muy difícil medir el ^{26}Al , porque el ratio $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ se vuelve insignificante y complejo de detectar. La producción de ^{26}Al atmosférico es muy pequeña y un proceso riguroso de limpieza en laboratorio se puede eliminar (Gosse and Phillips, 2001; Kohl and Nishiizumi 1992). En la roca, el ^{26}Al se produce por espalación con el ^{27}Al e incluso se puede resultar en minerales no silicatados (Masarik, 2002).

En condiciones SLHL la cantidad del ^{26}Al que se produce por captura muónica es insignificante (4-5%). Este porcentaje va cambiando muy rápido solo unos metros (2-3 m) por debajo de la superficie de la Tierra. El ratio de producción en cuarzo a condiciones SLHL son unos $30 \text{ átomos g}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Balco *et al.*, 2008).

3.5.3. Estimación de los ratios de producción

La estimación de los ratios de producción se puede determinar con tres métodos:

1. Por calibración geológica en superficies que tienen una historia de exposición muy simple (estable, no erosión, no protegido).

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

2. Mediante experimentos en laboratorios

3. Por simulación muónica de las interacciones de los nucleones y otros procesos físicos.

En su mayoría, los ratios se obtienen por calibración geológica. Los ratios de ^{10}Be y ^{26}Al dependen del grado de protección, de la latitud, de la altitud, los efectos de campo electromagnético y la densidad atmosférica. Todos los errores que pueden alterar los cálculos del ratio de producción se pueden cuantificar y asumirlos durante su cálculo (Stone, 2000; Gosse and Phillips, 2001)

Los lugares que cumplen con las condiciones geológicas de calibración (estable, no erosión, no protegido) se llaman “localidad de calibración” (Rodés, 2008). El ratio de producción se puede calcular en cualquier sitio de la Tierra a través del modelo de las curvas de la intensidad del flujo de los rayos secundarios con respecto a su longitud y su altitud. Esta operación se conoce como escalado espacial “*spatial scalling*” (Gosse and Phillips, 2001; Rodés, 2008). El modelo de espalado que se ha usado en este trabajo es de Stone (2000). Es un modelo sencillo y se puede comparar con la mayoría de la bibliografía publicada recientemente (Rodés, 2008). Este modelo usa unos coeficientes para poder migrar la tasa de producción a nivel del mar y altas latitudes (PSLHL) en otros puntos de la Tierra. Los coeficientes se eligen según la latitud del punto estudiado y se interpolan linealmente. Los coeficientes a, b, c, d y e sirven para migrar la tasa de producción debida a la espalación $S(H) = a + be^{(-H/150)} + cH + dH^2 + eH^3$ y M (3.5-4), mientras que para migrar la tasa de emigración debida a la captura muónica se usa $M(H) = e^{-(1013.25-H)/242}$ (3.5-5). La tasa de producción total en el punto estudiado (x, y, z) se calcula a partir de $P(x,y,z) = \text{PSLHL} (F_{\text{sp}}(S(H)) + (1-F_{\text{sp}}(M(H)))$ (3.5-6),

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

donde F_{sp} es la fracción de la producción debida a espalación en superficies situadas a nivel del mar (0,974 para ^{10}Be y 0,978 para ^{26}Al según Stone, 2000).

El ratio de producción por muones en la superficie es insignificante. Normalmente, para estimar los ratios de producción de muones rápidos se usa el modelo de Heisinger et al. (2002b) y para muones negativos el modelo de Heisinger et al. (2002a). En estas estimaciones no se cuantifica el efecto que puede producir el campo magnético.

La producción de núclidos por muones se cuantificaron en experimentos de irradiación artificiales (Heisinger et. al., 2002a, 2002b) o por la medición de concentraciones de núclidos cosmogénicos a lo largo de perfiles de profundidad (Baucher *et al.*, 2013; Balco *et al.*, 2013). Según Baucher et al. (2013) se ha identificado que la producción por muones en condiciones SLHL conserva su porcentaje con respecto a la producción total. Esto indica que P_m también depende de la latitud y de la altitud, a favor de un escalado relacionado con el P_{sp} . Este autor usa la media de la longitud de atenuación de cada uno. En este trabajo, se confirma que la longitud de atenuación para los muones es mucho más grande, así que los neutrones llegan mucho más rápido a un estado de estabilidad (*steady state*).

En Braucher et al. (2013) para profundidades donde se alcanzan presiones más grandes de 100 g/cm^2 se puede poner un valor medio para la longitud de atenuación de los muones. En caso de que los perfiles de producción no sean tan profundos, se usa la contribución media P_m , con su valor escalado y considerando su longitud de atenuación como un parámetro de libertad más, como el tiempo de exposición y erosión.

El ratio de producción, la media vida de cada núclido y su concentración son los únicos valores que necesitamos saber para calcular la edad en una superficie bajo condiciones ideales (sin protección, no erosión). En este caso, el punto más débil es el ratio de

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

producción. Existen muy pocos sitios que cumplan con los criterios de localidades de calibración (Nishiizumu *et al.*, 1989; Niedermanen *et al.*, 1994; Kubik *et al.*, 1998). Como se ha explicado anteriormente estos ratios están calibrados para determinados sitios (latitud, altitud, edad) y para poder aplicar este método se aplica el modelo del escalado espacial SLHL (“*sea level and high latitude*”). Este modelo escalado tiene un 20% de incertidumbres. El modelo escalado más usado es de Lal (1991), lo cual es una ecuación polinómica (espelación-muones) dependiendo de su latitud y altitud. Este modelo, fue perfeccionado por Stones (2000) cambiando la altitud (m) por presión atmosférica (bars). Otra aportación de Stone (2000) fue considerar los muones como independientes en los cálculos. A parte de los modelos de Lal (1991) y de Stone (2000), existen los modelos propuestos por Desirets (2003, 2006) y Dunai (2001). Estos modelos son más sensibles y combinan la intensidad del campo magnético con la actividad solar. Estos modelos se ajustan mejor a casos de corta exposición (Dunai, 2001; Desirets and Zreba, 2003).

En esta Tesis Doctoral, se usaron los códigos *Cronus Calculator* del programa *Matlab* para poder estimar los ratios de producción y los longitudes de atenuación (Balco *et al.*, 2008), mientras que para los muones se modificaron los mismos códigos, siguiendo las pautas propuestas por Braucher *et al.* (2013), Balco *et al.* (2013) y Rodés *et al.* (2014).

3.5.4. Correcciones de protección “*Shielding Corrections*”

En los modelos de cálculo de ratio de producción se ha tenido en cuenta otros factores que se están afectando a dichos ratios. Estos factores son: la protección por el efecto de

apantallamiento “*shielding*” topográfico”, el espesor de la propia muestra “*shelf shielding*” y la protección por el espesor de nieve “*snow cover*”.

3.5.4.1. Efecto de apantallamiento “*Topographic shielding*”

El efecto de apantallamiento “*topographic shielding*” depende de dos factores, la inclinación de la superficie que queremos muestrear (si tiene o no un buzamiento) o si el sitio donde se encuentra está rodeada por irregularidades topográficas. Cualquier superficie topográfica plana sin obstáculos topográficos concentra muchos más rayos cosmogénicos que otras zona. En cualquier caso, los rayos están relacionados con direcciones verticales así que las correcciones son relativamente pequeñas. La superficie puede estar inclinada con respecto a la superficie horizontal o influida también por el azimut del horizonte.

La intensidad de la radiación cósmica alcanza su valor máximo en una posición vertical ($F(0)$). En las demás direcciones el camino que tiene que atravesar la radiación cósmica para poder llevar a la superficie de la Tierra tendrá que atravesar un mayor grosor de atmósfera. La intensidad del flujo en cualquier dirección según Nishiizumu et al. (1989) queda definida por:

$$F(\varphi) = F(0) \sin^2 \cdot 3(\varphi) \quad (3.5-7)$$

donde φ es el ángulo entre la dirección de la radiación y un plano horizontal. Si tenemos en cuenta todas las direcciones, tanto las horizontales (θ) como las verticales, la intensidad cósmica de la radiación sobre un punto de la Tierra será (Rodés, 2008):

$$F = \int_{\theta=0}^{\theta=2\pi} \int_{\varphi=0}^{\varphi=\frac{\pi}{2}} F(\varphi) \cos^2 \cdot 3(\varphi) d\varphi d\theta \quad (3.5-8)$$

y la máxima radiación que se puede obtener en un punto en la Tierra es:

$$F_{\max}=2\pi\left(\frac{F_0}{2.3}\right) \quad (3.5-9)$$

Las correcciones por efecto de apantallamiento “*shielding topographic*” son pequeñas, de modo que, cuando se agrupa con el resto de factores, presenta un error sistemático pequeño.

Para estimar la inclinación del horizonte visible en un sitio de muestreo, el apantallamiento topográfico “*topographic shielding*”, se puede estimar usando un clinómetro o desde un MDE. El apantallamiento topográfico sólo es significativo en paisajes con notable diferencias de altitud y considerable pendiente.

3.5.4.2. Espesor da la propia muestra “*Shelf shielding*”

Los rayos cosmogénicos se van atenuando rápido en función del espesor por debajo de la superficie de la Tierra. Así, para calcular su edad se tiene que conocer el espesor de la muestra. Cada mecanismo de producción está asociado con una longitud de atenuación diferente. De este modo, tenemos que considerar 4 correcciones de este tipo, por espalación, neutrones termales, epitermales y muones (Gosse y Phillips 2001). La ecuación que usa para realizar esta corrección es:

$$S_s = \frac{\Lambda_0}{\rho z} (1 - e^{-\rho z / \Lambda_0}) \quad (3.5-10)$$

donde Λ_0 es la longitud de atenuación (160 g/cm²), ρ la densidad de roca y z es el espesor donde se encuentra la muestra (cm). Este tipo de correcciones en realidad son insignificantes.

3.5.4.3. Corrección por nieve “*Snow Cover*”

Es una corrección que se usa normalmente cuando se datan morfologías relacionadas con procesos de glaciario. En nuestro caso no se ha usado.

3.5.5. Muestreo

3.5.5.1. Muestreo de las terrazas erosivas del Valle de Lozoya.

El muestreo se ha realizado en las terrazas mejor conservadas y menos afectadas por procesos de erosión y meteorización, y que se encuentran en la zona situada aguas abajo de la Presa de Pinilla y entre el embalse de Puentes Viejas y la Presa del Atazar. La primera zona está ubicada en la zona de Atazar, en la terraza TE15 (+62-64m, 0,042 km², muestras 75AP02 y 75AP03), que constituye una terraza erosiva desarrollada sobre rocas graníticas del Pérmico. Las superficies graníticas de estas terrazas normalmente están afectadas frecuentemente por fenómenos de meteorización. Durante el muestreo se intentaron evitar estas zonas, recogiendo las muestras en los puntos mejor conservados (Karampaglidis *et al.*, 2011). La segunda zona se encuentra en la salida de Presa de Pinilla, en la terraza TE17 (+42-46m, 0,055 km², muestras 45P02 y 45P03), también erosiva y sobre rocas metamórficas paleozoicas (ortoneises y leuconeises). En las dos zonas se buscaron superficies verticales en cortes artificiales de

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

carretera para poder recoger muestras de profundidad (Figura 3.22). Las densidades se midieron en el laboratorio.

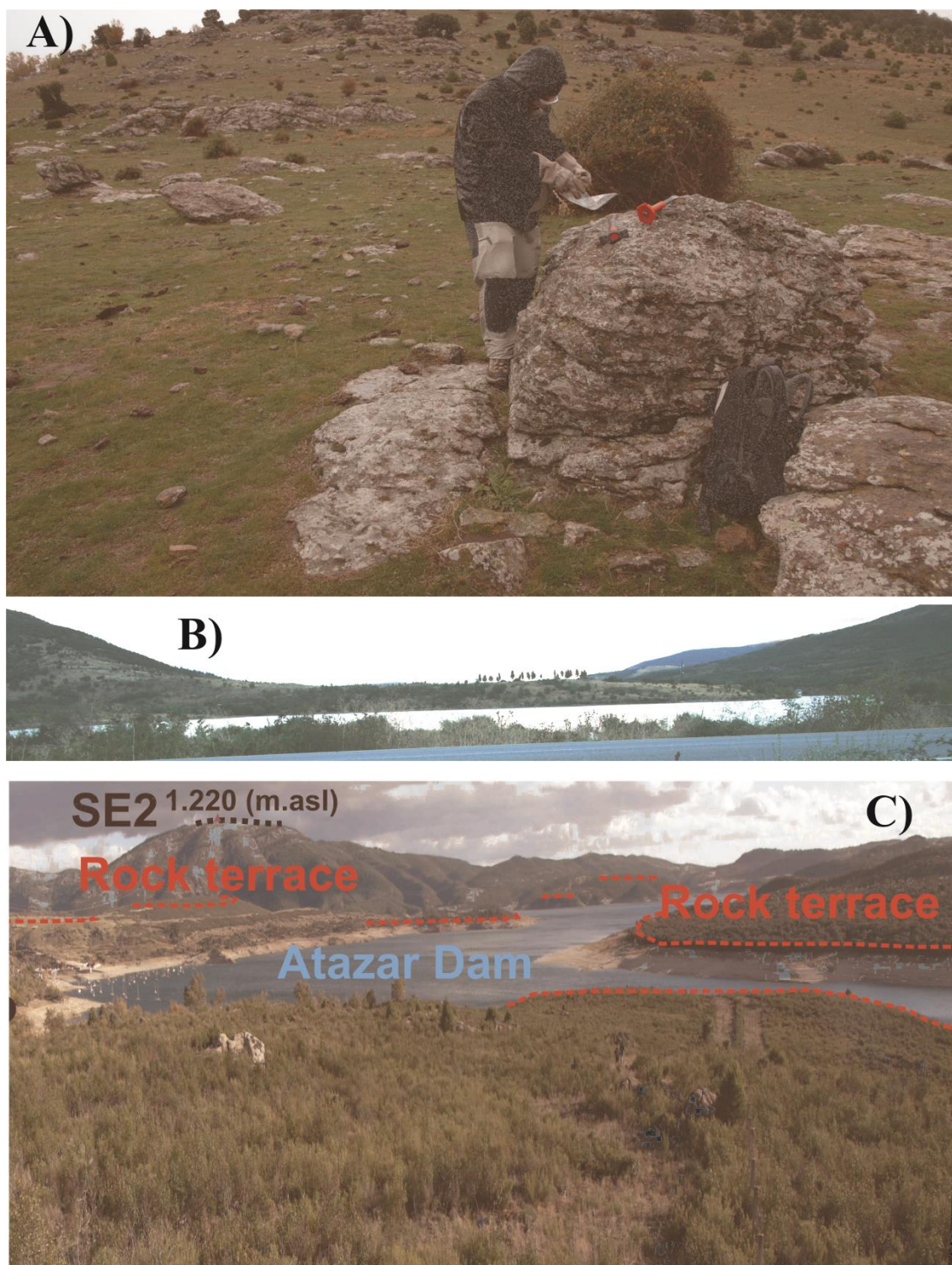


Figura 3.22. A) Imagen de los gneises Paleozoicos donde se ha realizado el muestreo de la terraza rocosa TE17 (+42-46m) en la zona aguas debajo de la Presa de Pinilla.

B) Vista panorámica de la terraza rocosa TE17 (+42-46m), aguas debajo de la Presa de Pinilla.

C) Vista panorámica de la terraza rocosa TE15 (+62-64m), aguas debajo de la Presa del Atazar en la zona del Embalse del Atazar.

Figure 3.22. A) Detailed view of the sampling area in Paleozoic gneiss of the bed rock terrace TE17 (+42-46m). Pinilla del Valle Dam area.

B) Panoramic view of the bed rock terrace TE17 (+42-46m). Pinilla del Valle Dam area.

C) Panoramic view of the bed rock terrace TE15 (+62-64m). Atazar Dam area.

3.5.5.2. Muestreo del glacis aluvial de piedemonte (nivel SD3) localizado en la zona de La Mierla.

Para poder datar el glacis aluvial localizada en la zona de La Mierla (Nivel SD3, Figura 3.23) se han recogido 6 muestras (RAN00 a RAN05) en el corte de una cantera localizado en dicha área. Las 6 muestras de sedimentos del mismo depósito se tomaron a diferentes profundidades usando una máquina de laser diseñada por este procedimiento. Las muestras se recogieron usando un tubo de acero de 5 centímetros y un mazo. Posteriormente se midió la densidad de los sedimentos en campo por medio de un dinamómetro (Rodés *et al.*, 2014).



Figura 3.23. A) Imagen del perfil de los sedimentos del glacis aluvial de piedemonte (SD3) donde se realizó el muestreo para datarlos.

B) Vista panorámica de la planicie aluvial del glacis.

Figure 3.23. A) Detailed view of the sampling area in the alluvial piedmont glacis sediments. Depth profile which carried out in a pit area.

B) Panoramic view of the glacis alluvial plain area.

3.5.6. Tratamiento de aislamiento desde el cuarzo de los núclidos cosmogénicos ^9Be y ^{26}Al y su medición mediante el Acelerador de Espectrometría de Masa (AMS).

El aislamiento de cuarzo se ha realizado en el Laboratorio de Preparación de Muestras del CENIEH. Este proceso ha constado en primer lugar de la trituración de las muestras. Tanto las rocas de las superficies de las terrazas erosivas (Valle de Lozoya) como los cantos y gravas del depósito rañoso de piedemonte (La Mierla, SD3) se trituraron intentando ajustar el tamaño final de grano entre un máximo de 1 mm y un mínimo de 250 micras. Después, se procedió al tamizado, utilizando un juego de tamices, con un tamaño de ancho de malla de 1 mm, 500 micras y de 250 micras, para poder seleccionar la fracción de sedimentos entre 500micras y 250 micras. A continuación, se ha utilizado un separador electromagnético (Separador Magnético Isodinámico de tipo Franz), para poder separar los minerales magnéticos de los no magnéticos y poder seleccionar estos últimos. Después las muestras se digirieron en ácido hidrocórico y ácido hexafluorosilico durante seis días. Los granos de cuarzo conservados al final del proceso, se han limpiado usando disoluciones del ácido hidroflicorico para poder

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

remover al completo el ^{10}Be atmosférico (Figura 3.24; Brown *et al.*, 1991; Kohl, 1992; Cerling, 1994).

Posteriormente, en las instalaciones del Laboratorio GU-SUERC (U.K.), especializado en núclidos cosmogénicos, se han disuelto las muestras en HF, y se inyectaron una disolución de 150-220 mg de ^9Be . A las muestras no se le añadió ^{27}Al . El tratamiento químico de las muestras y las mediciones de ^{10}Be - ^{26}Al se realizaron siguiendo el protocolo existente en el Laboratorio GU-SUERC, que están descritos en detalle en los trabajos de Wilson *et al.* (2008) and Ballantyne *et al.* (2009). La concentraciones de Al inherente en el cuarzo se midieron utilizando el ICP-OES del Laboratorio SUERC.

Los ratios de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ y $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ se han medido en el Acelerador de Masas de 5MV NEC PELLETRON bajo el protocolo de las propias instalaciones. Los estándares de $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ y de $^{26}\text{Al}/\text{Al}$ para poder estimar las concentraciones para el $^{10}\text{Be}/\text{Be}$ es el NIST SRM4325 ($2.79 \cdot 10^{-11}$) y para el $^{26}\text{Al}/\text{Al}$ es el Purdue Z92-0222 ($4.11 \cdot 10^{-11}$).

3.5.7. *Datación por exposición*

Cualquier superficie geológica que está continuamente expuesta a los rayos cosmogénicos se está acumulando núclidos ininterrumpidamente. Estas superficies pueden ser deposicionales, como sedimentos glaciares, fluviales, eólicos o coluviones; o bien erosivas, formadas por procesos superficiales (glaciar, gravedad, fluvial, eólico) o producidas por procesos de geodinámica interna, como por ejemplo escarpes estructurales. Durante su exposición una superficie erosiva puede padecer varios

episodios de erosión que pueden alterar los cálculos de su edad exposición. Por esto se han simulado varios modelos con diferentes escenarios, que se describen a continuación

3.5.7.1. Superficies de exposición sin erosión ($\epsilon=0$)

Una superficie de erosión estable va acumulando núclidos durante todo su tiempo de exposición. Si la erosión es insignificante, $\epsilon=0$, entonces se puede emplear la siguiente ecuación para poder calcular la concentración en cualquier espesor por debajo de la superficie:

$$C_{total}(t,z)=C_{inh}(z) e^{-\lambda t} + \sum_i^n \frac{P_i(z)}{\lambda} (1-e^{-\lambda t}) \quad (3.5-11)$$

$$\text{donde } P_i(z)=P_i(0) e^{-\frac{z\rho}{\Lambda i}} \text{ (Lal, 1991)} \quad (3.5-12),$$

C_{inh} es la concentración que se ha heredado de posibles episodios de exposición anteriores de la superficie que queremos datar, Z el espesor (gr/cm^2), i son las distintas vías de producción de los núclidos cosmogénicos (espalogénesis, neutrones termales y muones), λ es la constante de desintegración, Λ es la longitud de la atenuación y ρ la densidad del material.

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

De este modo, si la concentración heredada es insignificante, $C_{inh}=0$, la ecuación que se puede utilizar para poder calcular el tiempo de exposición es la siguiente (Lal, 1991; Niedermann, 2002).

$$t_{exp} = -\frac{1}{\lambda} \left(1 - \frac{(C(z,t)\lambda)}{\sum_i^n P_i(z)} \right) \quad (3.5-13)$$

3.5.7.2. Superficies de exposición con erosión ($\epsilon \neq 0$)

En muchos casos, la erosión de una superficie modifica la concentración de los núclidos. Esto tiene como consecuencia que la concentración contada ($C(z,\epsilon,t)$) es más reducida que si la erosión es cero ($\epsilon=0$). Cuando se estima la edad de una superficie erosiva que no está afectada por erosión ($\epsilon=0$), se calcula la edad mínima. Cuando se puede calcular la erosión con una manera independiente, entonces se puede estimar el ratio de erosión. Durante sucesos de erosión insignificante ($\epsilon < 10$) y producción dominada por espalación, se puede describir un factor para corregir el proceso de la erosión, que tiene el siguiente formato (Dunai, 2010):

$$F_{\epsilon} = 1 + \frac{\epsilon T_{exp} \frac{\rho}{\Delta \rho}}{2} \quad (3.5-14)$$

de donde se deduce la edad la edad de exposición corregida, que será:

$$T_{((exp),\epsilon)-Corr} = F_{\epsilon} T_{(exp)} \quad (3.5-15)$$

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

De esta manera, la acumulación de concentración de núclidos cosmogénicos en una superficie erosiva es:

$$C_{total(t,z)} = C_{inh(z)} e^{-t\lambda} + \sum_i^{n=3} \frac{Pi(z)}{\lambda + \frac{\epsilon p}{\Lambda i}} e^{-\rho(z_0 - \frac{\epsilon t}{\Lambda i})} (1 - e^{-(\lambda + \frac{\rho \epsilon}{\Lambda i})t})$$

(Lal, 1991; Niedermann, 2002) (3.5-16).

Esta ecuación es válida para situaciones donde el ratio de erosión es constante, por lo que se aplica en los casos de muestras superficiales ($Z_0 = \epsilon$, cuando la concentración por herencia es cero, $C_{inh(z)} = 0$) y la concentración producida se debe al proceso de espalación. Quedando el modelo expresado como:

$$T_{(exp)} = -\frac{1}{\lambda + \frac{\rho \epsilon}{\Lambda sp}} \ln \left(1 - \frac{C(0)(0, T_{exp})(\lambda + \frac{\rho \epsilon}{\Lambda sp})}{\sum_i Pi(0)} \right) \quad (\text{Lal 1991}) \quad (3.5-17).$$

Si la contribución de la concentración es importante y complicada no se puede calcular con la ecuación anterior.

En los ejemplos donde la erosión es constante (“*steady state erosion*”, Figura 3.25), la concentración total de los núclidos ($C_{total(z)}$) esta enlazada con el tiempo $T_{(exp)}$ y el ratio de erosión (ϵ). La concentración total para muestras con ínfima concentración heredada ($C_{inh} = 0$), se puede estimar utilizando la siguiente ecuación:

$$C_{total(z)} = \sum_i \frac{Pi(z)}{\lambda + \frac{\epsilon p}{\Lambda}} \quad (\text{Lal 1991}) \quad (3.5-18).$$

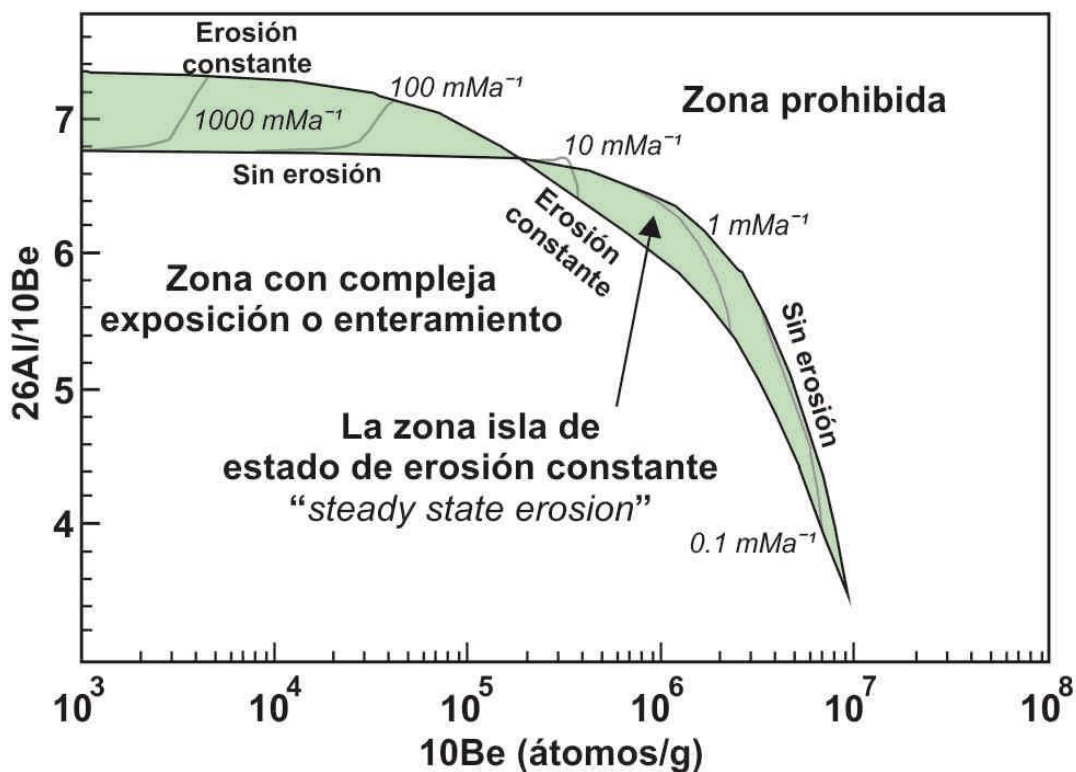
Por otro lado, cuando una muestra llega a condiciones de “*steady state erosion*” ya no se puede estimar la edad sin tener en cuenta el ratio de erosión. En general, la concentración de un núclido en este estado depende de C_{inh} , $T_{(exp)}$ y ϵ . Por ello, lo que podemos estimar es la edad mínima de una superficie de exposición. De este modo, no

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

hay manera a modelar independiente la edad de exposición (T_{exp}) y la erosión (ε) y obtener un número válido para la erosión.

Para poder calcular el ratio de erosión y el tiempo de exposición se tiene que medir por lo menos 2 núclidos. Los núclidos ^{26}Al y ^{10}Be tienen una larga vida media, por lo que es más difícil que la superficie que queremos datar llegué a saturarse. El ratio entre los dos núclidos se puede utilizar para poder estimar el tiempo de exposición y del ratio de la erosión (Lal y Arnold, 1985; Lal, 1991; Gosse y Phillips, 2001). El ratio entre los dos núclidos ese expresa como:

$$R_{AB(0,t)} = \frac{\sum_i \frac{P_{A,i(0)}}{\lambda \frac{\rho}{\Delta t}} (1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Delta t})t})}{\sum_i \frac{P_{B,i(0)}}{\lambda \frac{\rho}{\Delta t}} (1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Delta t})t})} \quad (\text{Dunai, 2010}) \quad (3.5-19)$$



CAPITULO 3. METODOLOGÍA

Figura 3.25. Según Lal (1991) y Dunai (2010). Diagrama $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ - ^{10}Be . En este gráfico están incluidas las contribuciones de los muones. En casos de altas tasas de erosión, los núclidos producidos a gran profundidad por muones pueden llegar a la superficie antes de que se desintegren, aumentando de este modo la contribución relativa de ^{10}Be y elevando el ratio $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ por encima de una superficie estable. La forma general de las curvas se debe a las diferentes vidas medias de ^{10}Be y ^{26}Al , es decir el ^{26}Al se desintegra más rápido que el ^{10}Be . Después de exposiciones de unos 8 Ma, ambos núclidos se saturan y la trama termina en un punto invariante. Las muestras de superficies estables, sin erosión, se moverán a lo largo de la línea "cero erosión" en la dirección de las concentraciones más altas de ^{10}Be . Las muestras de superficies con erosión constante van a permanecer firmemente adheridas a una línea del estado de erosión constante '*steady state erosion*'. Las líneas grises representan trayectorias de erosión en su camino hacia el estado de equilibrio. El punto final de las líneas grises es donde se mantendrán las muestras si se alcanza el estado de equilibrio correspondiente. Todas las muestras con una historia de exposición única y sencilla se encuentran entre las dos líneas negras, en la zona del estado de erosión constante '*steady state erosion*'. Las muestras que tienen un historial de exposición complejo, que incluyen períodos de entierro, se encuentran por debajo de la zona de la "isla". El área por encima de la isla es una zona prohibida, es decir, ningún escenario de exposición se puede producir resultados en esa región.

Figure 3.25. After Lal (1991) and Dunai (2010). $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ vs. ^{10}Be diagram, calculated including the contributions of muons. At high erosion rates nuclides produced at great depth by muons can reach the surface before they decay, thereby increasing the relative contribution of ^{10}Be and raising the $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ ratio above that for a stable surface. The general shape of the curves is due to the different half-lives of ^{10}Be and ^{26}Al , i.e. ^{26}Al decays faster than ^{10}Be . After >8Ma exposure both nuclides reach saturation and the plot ends at an invariant point. Samples from stable surfaces with no erosion will move along the 'zero erosion' line in the direction of higher ^{10}Be concentrations; samples from steadily eroding surfaces stay put at a certain point on the 'steady state erosion' line. The grey lines depict model trajectories for eroding samples on their way to steady state. The end-point of the grey lines is where samples will remain if the corresponding steady state is reached. The steady state erosion line links all possible steady state solutions. All samples with a simple single exposure and erosion history will lie between the two black lines, on the 'island of steady state erosion' (Lal 1991). Samples that have a complex exposure history, which includes periods of burial, lie below the 'island'. The area above and to the right of the island is forbidden, i.e. no exposure scenario can produce results in that region. After Lal (1991).

En los estudios con núclidos cosmogénicos es muy común usar como pareja de núclidos el ^{10}Be y ^{26}Al . Esto ocurre porque ambos se encuentran en cuarzo, tienen un tratamiento parecido que se puede realizar en paralelo y tienen tiempos de media vida distintas. La ecuación anterior es una función muy sensible a la erosión y al tiempo de exposición. Las incertidumbres de ambos núclidos (mayores para el ^{26}Al), y que el área de “*island of steady state erosion*” es reducida (Figure 3.10, Lal, 1991), tienen como consecuencia, a veces, el no poder obtener unos resultados muy precisos (Dunai, 2010).

En casos donde se pueden extraer muestras de un perfil con espesor más de $Z \geq 1,5\text{m}$ se puede estimar el tiempo de la exposición y el ratio de erosión. En estos casos, se puede usar la concentración y la profundidad de cada muestra para poder calcular modelos de predicción (en los perfiles de profundidad se pueden incorporar varias vías de producción, tanto por espalación y por muones).

Así, usando el modelo de x^2 se pueden calcular los ratios de erosión y el tiempo de exposición (Braucher *et al.*, 2009; Hein *et al.*, 2009; Schaller *et al.*, 2009) (figura 3.26). “*Island of steady state erosion*” area.

Raña 10Be-Depth

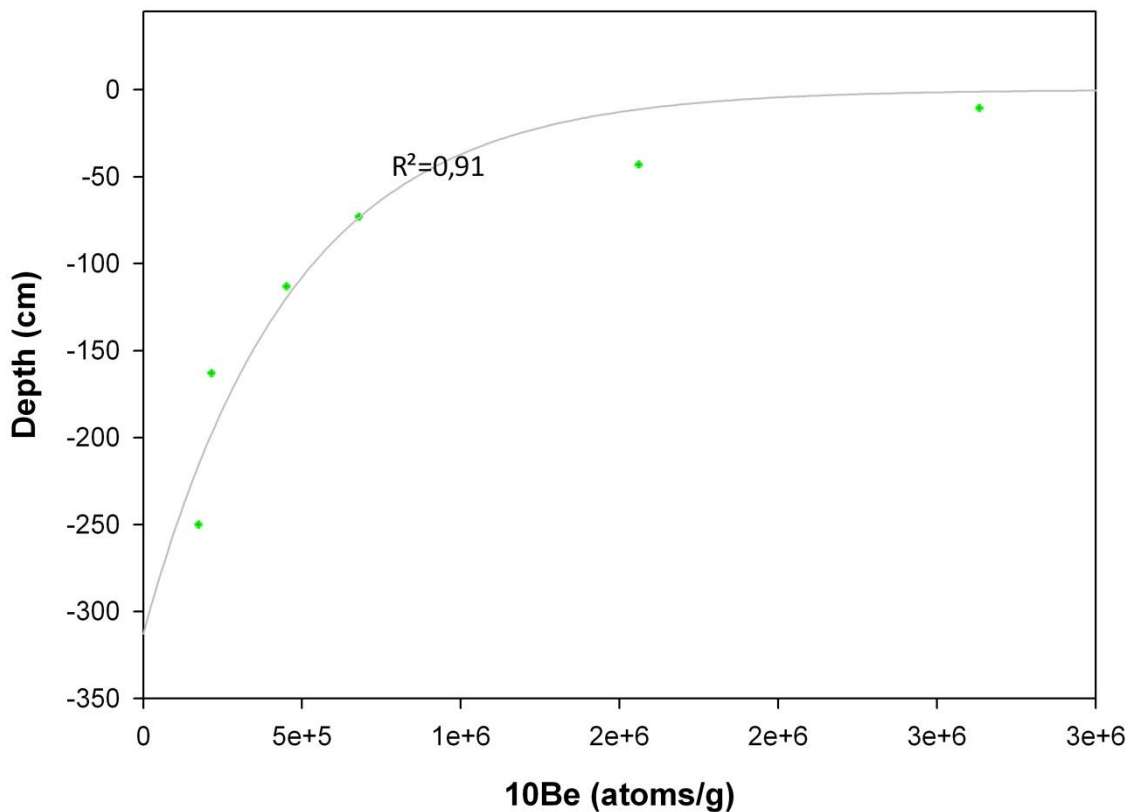


Figura 3.26. Los perfiles de profundidad con respecto la concentración de ^{10}Be y ^{26}Al de las muestras del nivel SD3 de glacis aluvial de piedemonte, de la cuenca cenozoica de Madrid (CMB). El tamaño de las cruces verdes representa las incertidumbres de las muestras de las concentraciones de ^{10}Be y ^{26}Al con respecto la profundidad.

Figure 3.26. ^{10}Be and ^{26}Al depth profiles of amalgamated pebble samples from the SD3 level in cenozoic Madrid basin (CMB). The size of the green crosses represents the uncertainties of sample depth and ^{10}Be and ^{26}Al -concentrations.

Lal (1991) es el primero que ha observado el área “*island of steady state erosion*” en un diagrama de $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ vs. ^{10}Be (Figura 3.25). Esta zona corresponde a superficies con un único periodo de exposición e historia simple. Este esquema nos permite comprobar si la superficie se ha experimentado una evolución compleja. En ejemplos donde la erosión superficial es muy fuerte, los núclidos que están producidos de muones y a grandes profundidades, se integran con los núclidos producidos por espalación y así va

aumentando la contribución relativa de ^{10}Be y el ratio de $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$. Esto tiene como consecuencia que sus valores sean superiores que en una superficie estable. En este diagrama, la forma de las curvas de los núclidos depende de su tiempo de vida media, y el ^{26}Al decae más rápido. Naturalmente, los núclidos se encuentran saturados para fechas próximas a los ≈ 8 Ma. Para superficies sin erosión, las muestras se encuentran sobre la curva de color verde, “*zero erosion*”, y para los casos donde la erosión es constante, las muestras siguen sobre una curva delimitada de color azul, “*steady state erosion*”. Las líneas grises representan trayectorias de diferentes modelos de erosión, con tendencia a fase de equilibrio (Figure 3.10, Dunai, 2010). Al final de la línea gris es donde se alcanza la etapa de erosión constante “*steady state*”, donde dicho modelo contiene todas las soluciones de este estado. Todas las muestras de superficies con una única periodo de exposición y un historial de erosión simple, se encuentran en la área que ha nombrado Lal (1991) como “*island of steady state erosion*”. Las muestras que tienen un historial complicado con varios periodos de enterramiento se localizan en la parte inferior de esta área. Las áreas por encima de esta zona, son el sector prohibido donde ningún escenario de exposición puede existir (Lal, 1991).

3.5.7.3. Dataciones por enterramiento (“*Burial dating*”)

Las dataciones de enterramiento, al contrario que en las dataciones de exposición por acumulación continua, están basadas en el distinto decaimiento de los núclidos, que inicialmente estaban expuestos y después se han quedado protegidos por sedimentos superpuestos, hielo o porque han entrado en cuevas. En este caso, no se implican procesos de erosión, de alteración y meteorización que pueden ocurrir en la superficie. Este método se basa que el ratio inicial (“Pre-burial”) de los dos radionúclidos, que se cambiando con respecto sus medias vidas (λ_a , λ_b) (Klein et al. 1986; Lal 1991; Granger and Muzikar 2001; Balco and Rovey 2008; Dunai, 2010).

$$R_{A,B}(tb) = \frac{CA(tb)}{CB(tb)} = RAB(0)e^{-tb(\lambda a - \lambda b)} \Rightarrow tb = -\frac{\ln\left(\frac{RAB(tb)}{RAB(0)}\right)}{(\lambda a - \lambda b)} \quad (3.5-20)$$

En esta técnica, es esencial que se conozca el ratio inicial de $R_{AB(0)}$ y que la concentración de post enterramiento es cero ($C_{postburial}=0$). Los núclidos ^{10}Be y ^{26}Al son muy buenos para realizar dataciones de este tipo:

1. Porque los dos se encuentran en el cuarzo,
2. Su ratio no depende de latitud y magnitud y no cambia con el espesor (Brown *et al.*, 1992).

Esto significa que el “*preburial*” ratio cerca en la superficie es constante y casi igual con su ratio de producción por espalación (Dunai, 2010). Aquí los límites de datación dependen de la media vida del ^{26}Al y la concentración restante de los núclidos. Los límites inferiores son unos 100 ka con incertidumbres de 5% y el límite superior a unos 5 Ma (Granger and Muzikar, 2001).

3.5.7.3.1. Enterramiento completo y rápido.

En esta categoría, se encuentran muestras que enterradas de modo completo y rápido. Su historial del enterramiento se puede comprobar en el diagrama de $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ Vs ^{10}Be (Figura 3.25). En este caso la estimación de edad se podría hacer utilizando la siguiente ecuación:

$$T_b = -\frac{\ln\left(\frac{Rab(t)}{Rab(0)}\right)}{(\lambda a - \lambda b)} \quad (3.5-21)$$

Este tipo de depósitos son casos que se encuentran protegidos por sedimentos con mucho espesor ($\geq 8\text{m}$) o aguas muy profundas (Granger et al. 1997; Granger and Smith 1998; Granger and Muzikar, 2001; Haeuselmann et al. 2007, Kong et al. 2009).).

3.5.7.3.2. Enterramiento lento o incompleto con concentración heredada variable.

En estos casos, la producción por muones es importante y tenemos que tenerla en cuenta (Granger and Muzikar 2001, Balco and Rovey 2008). Existen dos estrategias de muestreo, primera en un perfil de profundidad en suelos o sedimentos (Granger and Smith 2000, Wolokowinsky and Granger 2004, Balco et al. 2005, Granger 2006, Balco and Rovey 2008) y segunda en perfiles de profundidad en múltiples clastos (Balco and Rovey 2008).

3.5.7.3.2.1. Perfiles de profundidad para realizar dataciones por enterramiento.

La datación de enterramiento por suelos necesita una aproximación metodológica distinta. Al tener un suelo por encima, significa que la superficie se ha quedado sin cubrirse durante mucho tiempo. La concentración de cada muestra va a depender del ratio de producción en cada zona de muestreo y de la concentración heredada. Si el depósito que queremos datar se considera que no tiene herencia entonces vamos a calcular a una edad sobreestimada (Granger, 2006; Balco and Rovey, 2008). En este caso, si la herencia de concentración en las muestras es homogénea se debería tener edades de enterramiento más fiables (Balco and Rovey, 2008). Según Balco (2008) la

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

concentración de C_A (^{26}Al) de una superficie que está enterada por un suelo a cualquier profundidad será:

$$C_A(t_b) = R_{AB}(0)e^{-t(\lambda_a - \lambda_b)}(R_{AB}(t_b)) + (C_A(\text{Inh})e^{-t\lambda_A} - R_{AB}(0))C_B(\text{Inh})e^{-t\lambda_B} \quad (3.5-22)$$

Según este autor, la ecuación es una ecuación lineal, que si la herencia es insignificante ($C_{\text{Inh}}=0$) tendrá que pasar por el punto (0,0) y ser válida para todas las profundidades.

Así, para varias muestras a diferentes profundidades y en depósitos homogéneos, que están verificados por una ecuación lineal (x,y) con pendiente, $a = R_{AB}(0)e^{-t(\lambda_a - \lambda_b)}$ y por los puntos ($x = C_A(\text{Inh})e^{-t\lambda_A}$, $y = C_B(\text{Inh})e^{-t\lambda_B}$), la pendiente de esta ecuación dependerá de la duración del enterramiento y del ratio de producción superficial.

Cuando $C_{\text{Inh}}=0$, el ratio de $R_{AB}(t_b)$ se puede emplear para estimar la edad del enterramiento y los datos tienen que estar ajustados en unas líneas que tienen que pasar por el principio del gráfico ^{26}Al vs ^{10}Be . Si las muestras tienen concentración heredada, la ecuación lineal no va a poder ser verificada por el punto principal del gráfico ($x=0$, $y=0$). La presencia o no de C_{Inh} se puede cuantificar. Un hecho muy importante para poder ajustar estos datos a una ecuación lineal, es que las muestras tienen que tener una herencia homogénea (Balco and Rovey, 2008). Para poder aplicar este método hay que tener muestras con gran concentración y un perfil de profundidad entre 1,5-2 m (Figura 3.26, Balco and Rovey, 2008).

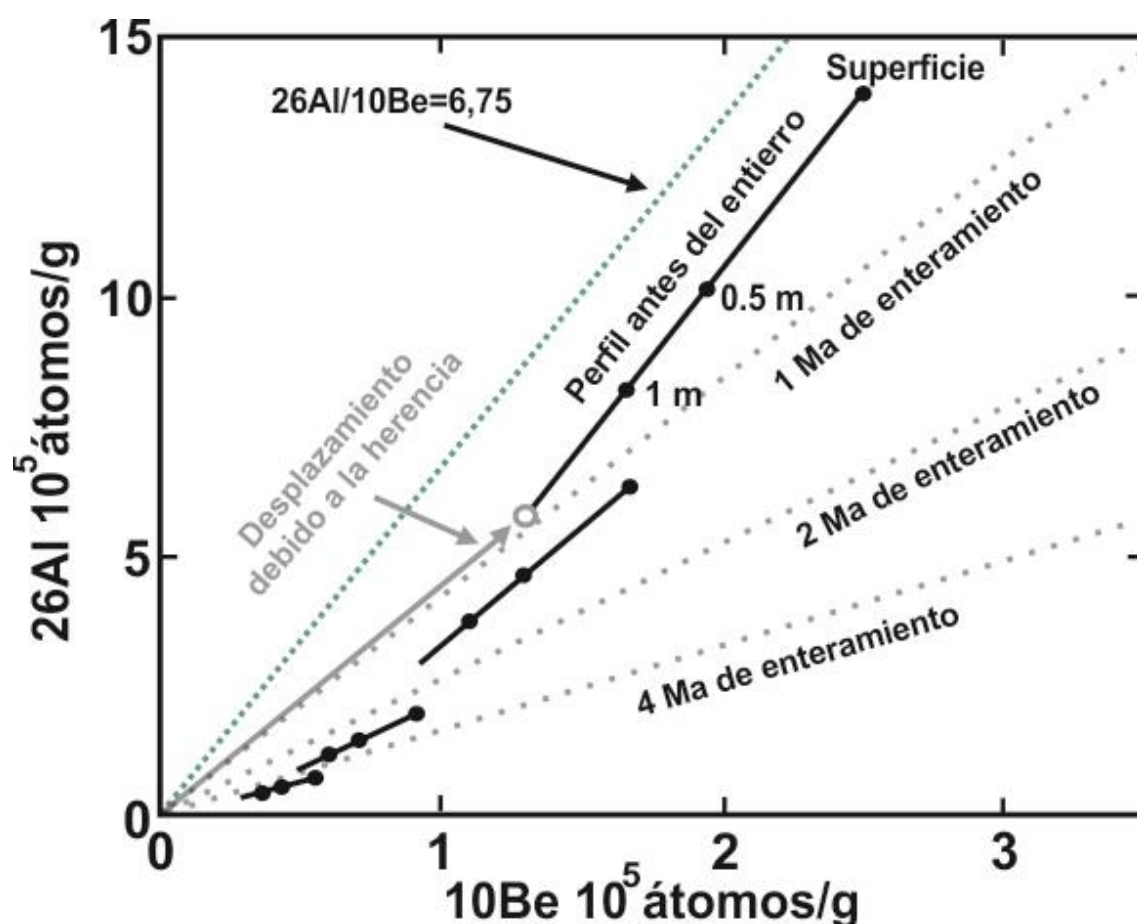


Figura 3.26. Diagrama de línea isócrona ^{26}Al - ^{10}Be , según, Balco and Rovey (2008) y Dunai (2010). Los perfiles de los sedimentos con una sencilla historia de enterramiento, es decir, sin herencia y / o producción postburial, se ajustaran a lo largo de las líneas grises. En los casos de muestras que tienen una producción de pre-enterramiento diferente, pero relacionada, y de pre-exposición idéntica, se adaptarán a líneas desplazadas en paralelo, y por tanto en modo diferente que las muestras que presentan una historia de herencia y exposición simple. En ambos casos, se utilizan las pendientes de las líneas definidas por los grupos de muestras para el cálculo de la edad de enterramiento,.

Figure 3.26. ^{26}Al - ^{10}Be isochron diagram after Balco and Rovey (2008) and Dunai (2010). Profiles from sediments with a simple burial history, i.e. without inheritance and/or postburial production, will adjust along the grey lines. In cases of sets of samples with a different but related pre burial production and identical average pre-exposure will evolve on displaced lines, parallel to the simple buried samples. In both cases the slopes of the trends defined by the sets of samples are used to calculate burial ages.

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

El método de isócrona se puede aplicar incluso en casos de exposición que no son muy comunes y pueden tener concentración heredada importante (Balco and Rovey 2008). Otras aproximaciones de datación por enterramiento, puede ser el modelo “dos fases de exposición-historial del enterramiento” (exposición, corta transición durante el proceso del enterramiento, depósito protegido) donde las muestras se ajustan a un perfil de profundidad entre 5-10 m (Granger and Smith 2000, Wolokowinsky and Granger 2004).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

La evolución geomorfológica de la
cuenca de drenaje del Río Lozoya
(Comunidad de Madrid, España).

4. CARTOGRAFÍA DEL DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta el análisis geomorfológico de la región, realizado a través de trabajo de campo y fotointerpretación, que se ha plasmado en una cartografía de detalle presentada a escala 1:50.000. Esta cartografía recoge la identificación y análisis de los elementos geomorfológicos, y es fundamental para comprender todos los procesos superficiales y realizar una reconstrucción paleogeográfica del relieve desde el Cenozoico. La zona de trabajo ocupa una superficie de 925 km² (Figura 4.1). Esta cartografía se ha realizado combinando procedimientos y protocolos de cartografía geomorfológica tradicional con nuevos datos espaciales extraídos por un espectro diverso de fuentes de información como son los Modelos Digitales de Terreno (MDT de 5 m de resolución), fotografías aéreas, anaglifos digitales, ortofotos, mapas topográficos de diversas escalas (1:50.000, 1:25.000, 1:10.000, 1:5.000), mapas históricos y mapas geológicos (Figura 4.2). El estudio se ha complementado con trabajo de campo. Los elementos se diferenciaron según los procesos geomorfológicos dominantes: a estructurales, de gravedad, fluviales, glaciares, meteorización y formas poligénicas. A partir de estos trabajos se han utilizado Sistemas de Información Geográfica (SIG) para modelizar la reconstrucción espacio-temporal de la evolución del relieve.

Durante las últimas décadas se han realizado muchos trabajos de geomorfología en la zona de estudio, abarcando diversas temáticas y puntos de vista. Algunos autores se

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

centran en la evolución de relieve y de los rasgos principales de la zona (Schwenzer, 1937; Birot & Solé Salaris, 1954; Penk, 1972; Pedraza, 1978; Garzón, 1980; Fernández, 1987), otros en elementos glaciares, sus procesos y sus fases temporales (Centeno *et al.*, 1983; Pedraza and Carrasco, 2006; Palacios *et al.*, 2011), otros en procesos de meteorización y en analizar los sistemas kársticos regionales (Torres *et al.*, 1995; Torres *et al.*, 2005; Pérez-González *et al.*, 2010; Karampaglidis *et al.*, 2011), o en estudios morfoestructurales regionales (Arenas Martín *et al.*, 1991; Bellido *et al.*, 1991(a); Bellido *et al.*, 1991 (b); De Vicente *et al.*, 2007). En este estudio hemos elaborado un mapa sintético geomorfológico del detalle, centrado en las formas y procesos que definen la morfogénesis evolutiva de la cuenca de drenaje del Río Lozoya. Esto nos ha permitido a definir la secuencia cronológica de un sistema antiguo de superficies de erosión degradadas, formadas al menos desde el Paleógenas y durante el Neógeno, y un modelo erosivo encajado y escalonado cuaternario. Los niveles neógenos se han relacionado con los piedemontes y las unidades sedimentarias de las cuencas de Duero y Tago mientras que la secuencia cuaternaria del Río Lozoya se ha relacionado con los valles fluviales de la cuenca Neógena de Madrid a través de la secuencia de terrazas del Río Jarama (Pérez-González & Gallardo, 1987; Karampaglidis *et al.*, 2011).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

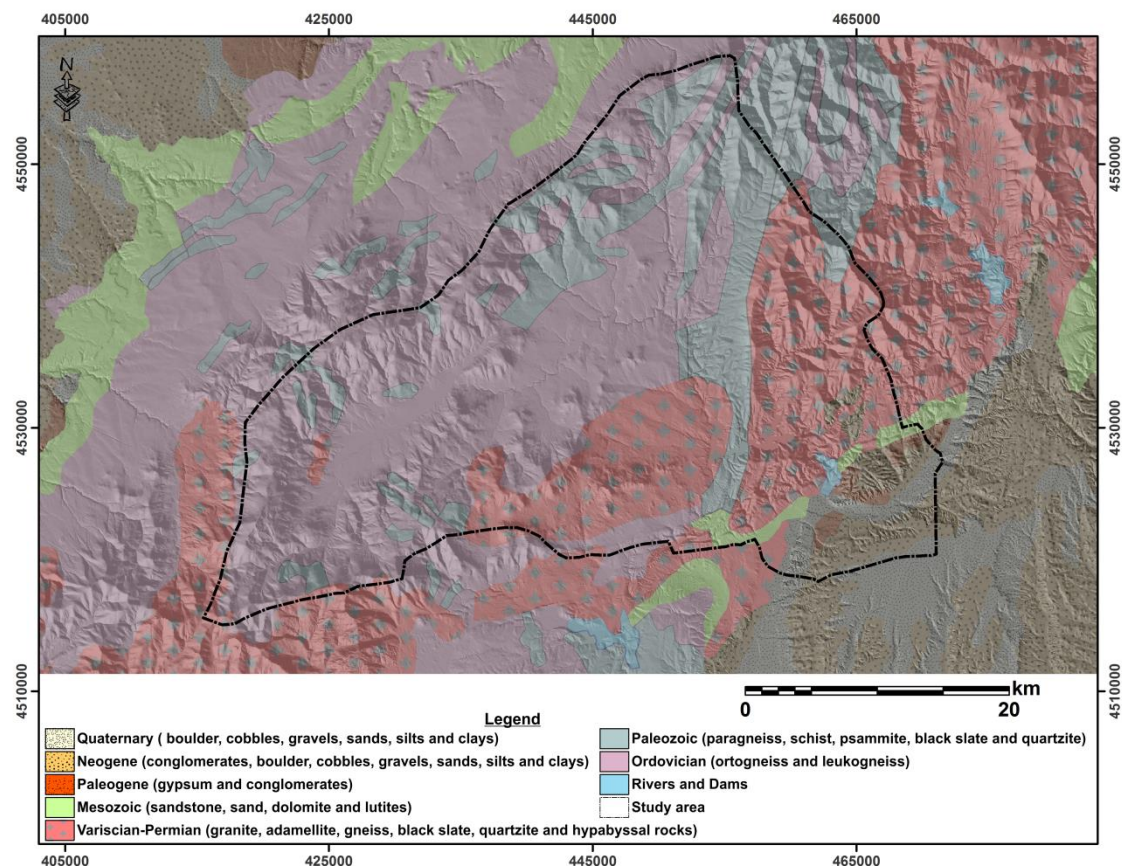


Figura 4.1. Mapa geológico simplificado de nuestra zona del estudio. Modificado a partir de Álvaro et al. (2001).

Figure 4.1. Simplified geologic map and the location of the study area. Modified from Álvaro et al. (2001).

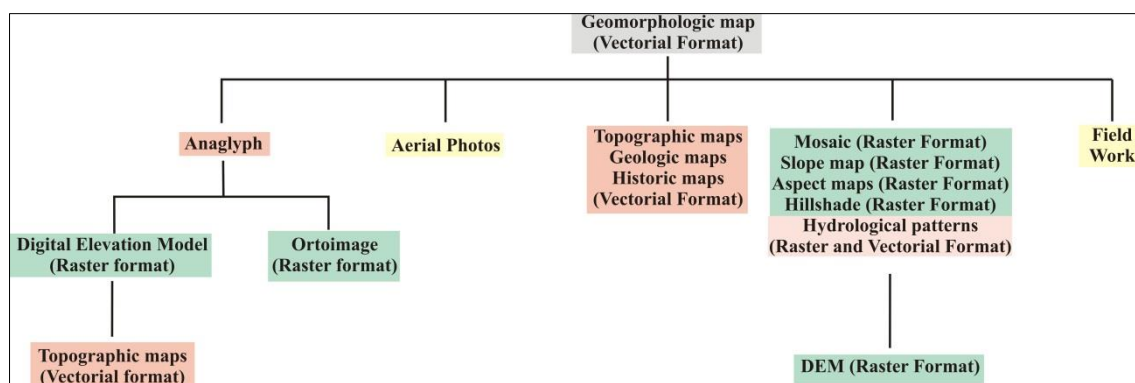


Figura 4.2. Esquema metodológico para la elaboración del Mapa Geomorfológico.

Figure 4.2. Methodological scheme for the Geomorphological map creation.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2. LOS ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS

En nuestro estudio, los elementos geomorfológicos identificados se han clasificado según criterios morfogenéticos.

4.2.1. Morfologías estructurales

Los rasgos principales de las generatrices morfoestructurales en la cuenca de drenaje del Río Lozoya se han definido durante la orogénesis Varisca y Alpina. Las direcciones generales NE-SW de estas megas estructuras están representadas por las morfologías “*pop-up*” (Sierra de Guadarrama, Sierra de Somosierra), “*pop-down*” (Alto valle de Lozoya) y por la falla de Berzosa (N-S). En el parte oriental de nuestra zona de estudio, en la sierra de Ayllón se han identificado anticlinales y sinclinales paleozoicos de dirección N-S (Arenas Martín *et al.*, 1991; Bellido *et al.*, 1991(a); Bellido *et al.*, 1991(b); De Vicente *et al.*, 2007). Otras morfologías estructurales cartografiadas son resaltes y crestas en rocas metamórficas y filonianas paleozoicas. En las zonas de contacto del Sistema Central con la cuenca cenozoica de Madrid y en Alto valle del Lozoya se han identificado resaltes subhorizontales, cuestas y monoclinales, de dirección NE-SW, en rocas carbonatadas del Cretácico Superior (dolomías y calizas) y en yesos paleógenos (Figura 4.3).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

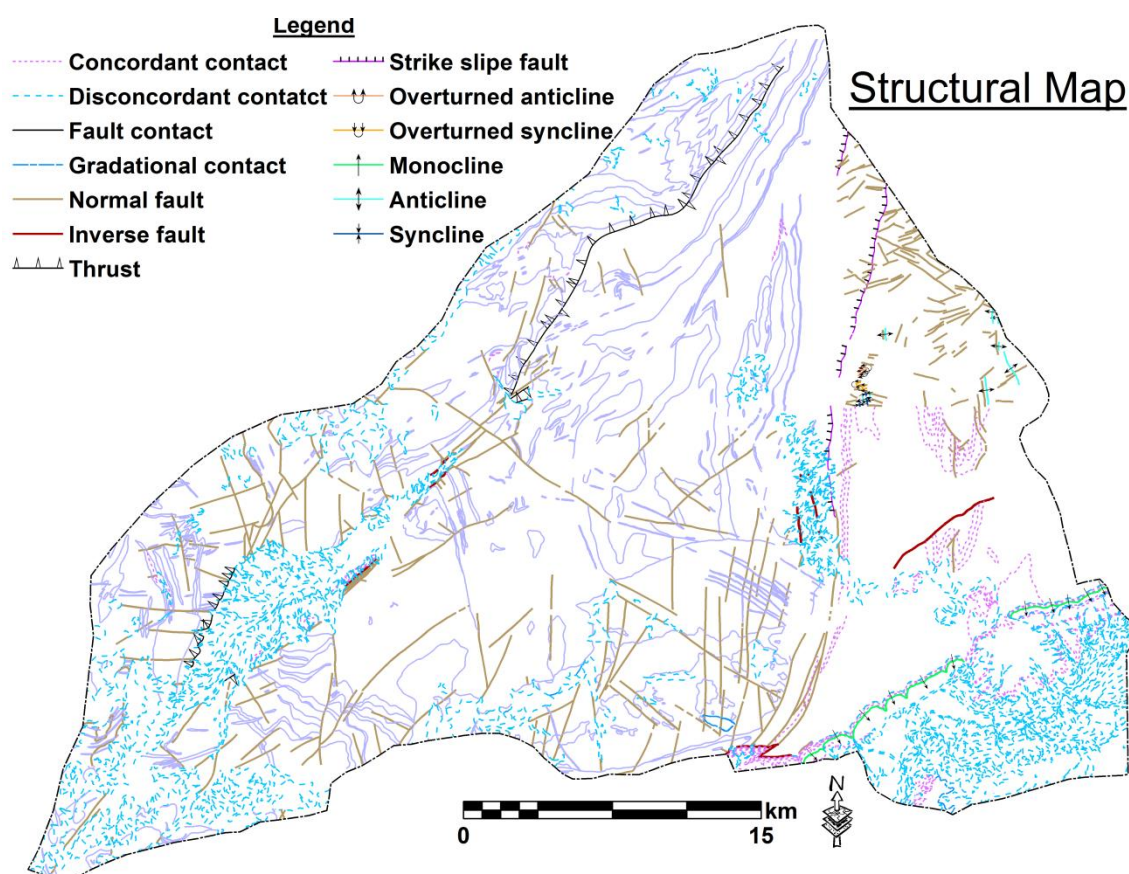


Figura 4.3. Mapa estructural de la zona.

Figure 4.3. Structural map.

4.2.2. Morfologías gravitacionales

Este tipo de morfologías se encuentran en las laderas, independiente de su litología, donde dominan procesos relacionados con la meteorización de las rocas y de su pendiente. En este trabajo se han distinguido dos tipos de depósitos asociados a las laderas, los coluviones y los sedimentos coluviales (Figuras 4.4 y 4.5). Los primeros se encuentran en zonas de gran pendiente, muy cerca en las zonas de meteorización, con depósitos de pequeño espesor (1-2 m), con grandes bloques angulosos, poco

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

transportados y procesos relacionados con procesos de gravedad. Los depósitos coluviales se encuentran en zonas relacionadas con la cuenca de alimentación, con pendientes más suaves que las anteriores, depósitos de pequeño espesor (1-2 m), incluyendo cantos subangulares, con matriz limo arenoso, cuyo origen es atribuido a procesos mixtos de gravedad e hídricos. La edad posible de estos depósitos por posición morfoestratigráfica podría situarse a los finales del Pleistoceno Superior-Holocena (Figuras 4.4 y 4.5).

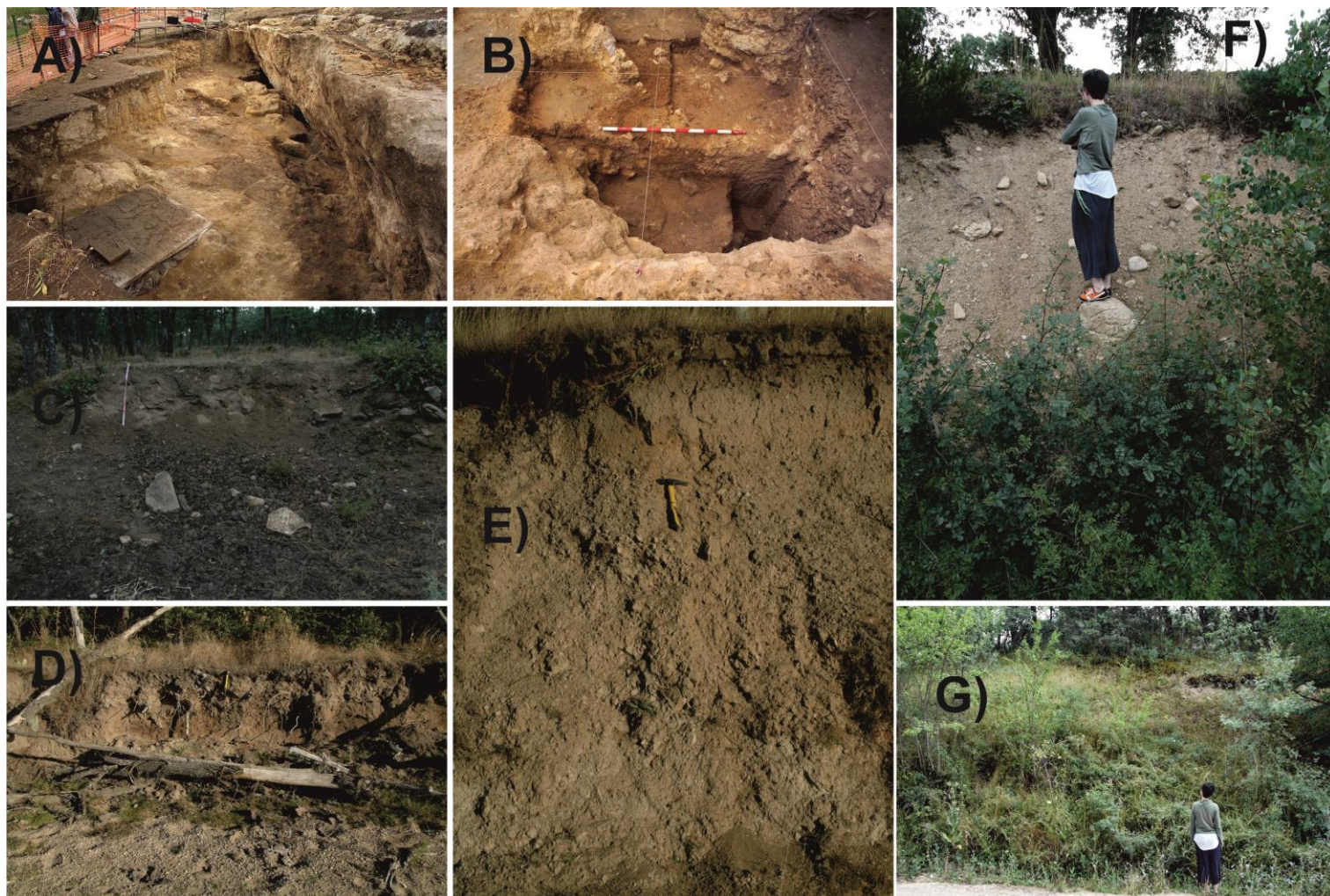


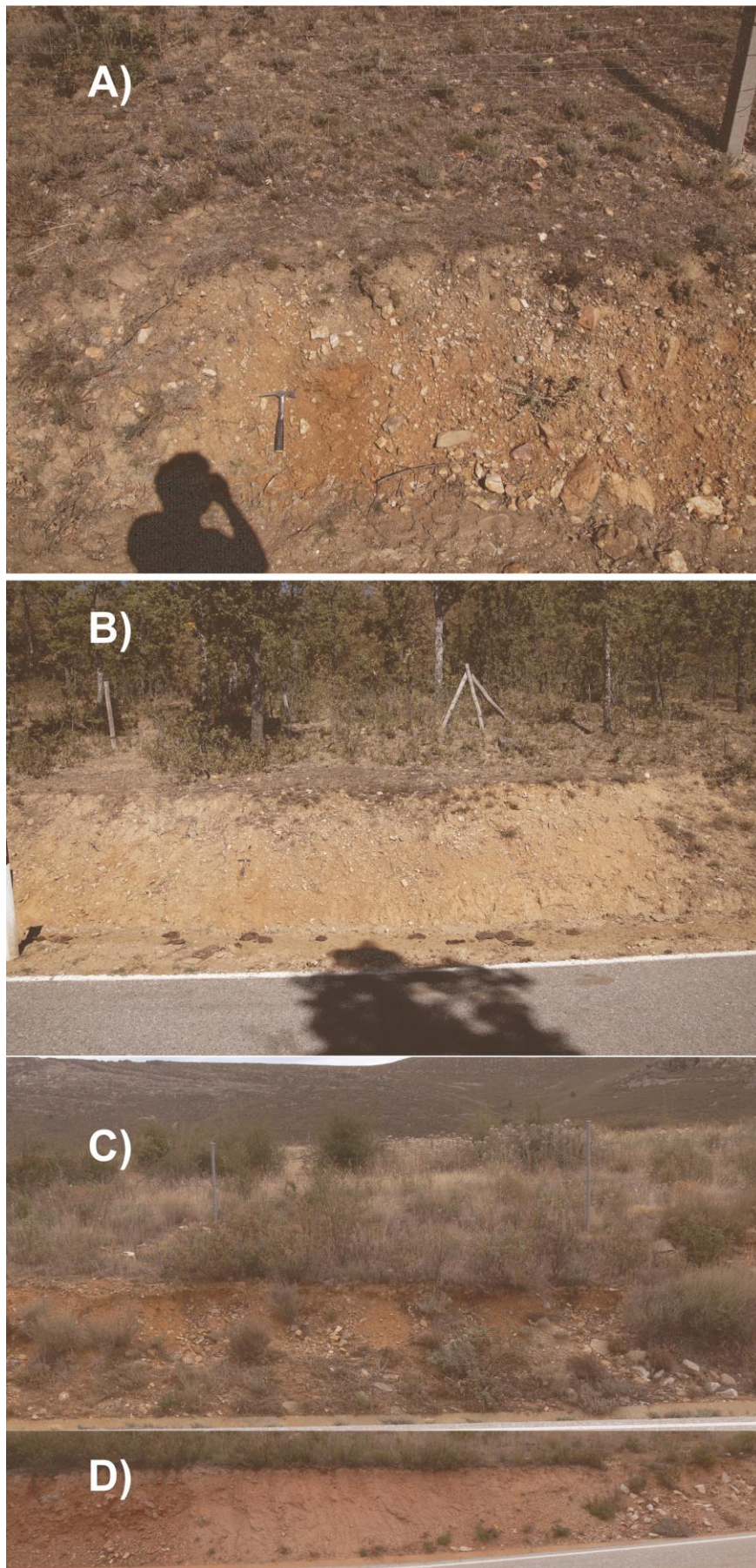
Figura 4.4. A y B) Rellenos de cueva del Pleistoceno Superior en los yacimientos del Pinilla del Valle. C) Sedimentos coluviales al NE del pueblo del Lozoya, D) Coluviones al Sur del pueblo del

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Lozoya, E) Abanicos aluviales de Pleistoceno Superior al Norte del pueblo del Pinilla del Valle y F) Sedimentos torrenciales del Pleistoceno Superior al Sur del pueblo de Rascafría.

Figure 4.4. A and B) Upper Pleistocene Cave infilling sediments at the Pinilla del Valle archaeological/paleontological site. C) Pleistocene colluvial sediments to the NE of the Lozoya village area. D) Colluvium deposits toward the South of the Lozoya village area. E) Upper Pleistocene fluvial fan deposits to the North of the Pinilla del Valle village. F) Upper Pleistocene Fluvial torrential sediments at the South of the Rascafría village.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.5. A,B) Sedimentos coluviales al NE del pueblo del Montejo de la Sierra. E,D) Sedimentos coluviales localizados entre los pueblos Berzosa del Lozoya y Robledillo de la Jara.

Figure 4.5. A,B)) *Colluvial sediments to the NE of the Montejo de la Sierra village. C,D) Colluvial sediments between the villages of Berzosa del Lozoya and Robledillo de la Jara.*

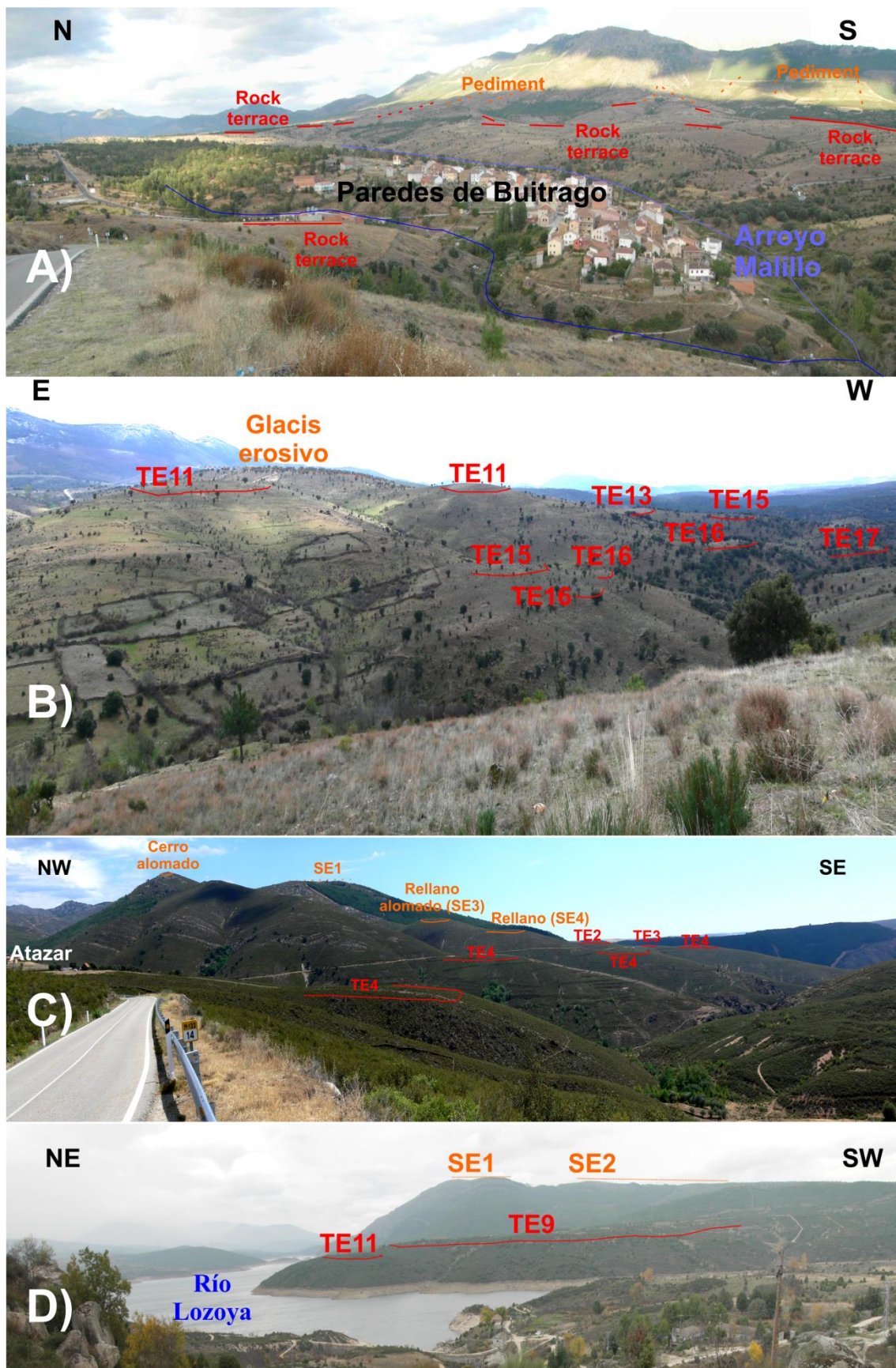
4.2.3. Morfologías fluviales

Una parte importante de la presente Tesis Doctoral se ha enfocado en el análisis geomorfológico de la cuenca de drenaje del Río Lozoya (Comunidad de Madrid), con objeto de estudiar la secuencia de incisión de esta red de drenaje durante el Cuaternario y modelizar su paleogeografía mediante criterios cuantitativos. Con anterioridad a esta Tesis Doctoral, en esta región se habían realizado numerosos trabajos de evolución geomorfológica, pero más en relación con el análisis morfoestructural, las superficies de erosión y la evolución neógena de esta región montañosa (Schwenzer, 1937; Birot y Solé Salaris, 1954; Penk, 1972; Pedraza, 1978; Garzón, 1980; Fernández, 1987). Sin embargo, los trabajos realizados acerca de la evolución cuaternaria del Río Lozoya y sus tributarios son escasos o de carácter muy local (Arenas Martín *et al.*, 1991; Bellido *et al.*, 1991b), por lo que la información disponible hasta la fecha acerca de las etapas de formación de los valles fluviales en esta depresión intramontana era escasa. Además, en esta cuenca de drenaje está dominada principalmente por formas erosivas, donde se conservan pocos depósitos cuaternarios que informen sobre la formación del valle a lo largo del Cuaternario. No obstante, el estudio de la cuenca del Lozoya por medio de una cartografía basada en modelos topográficos de gran detalle, ha permitido identificar y definir una secuencia compleja de terrazas rocosas, equiparable a los sistemas de terrazas descritos en la red de drenaje de la cuenca neógena (Ríos Jarama, Henares,

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Manzanares y Tajo) (Pérez-González, 1994). De este modo, en total se han descrito un total de 24 niveles de terrazas rocosas, labradas sobre el sustrato paleozoico, que evidencian la alta sensibilidad de esta cuenca frente a los procesos climáticos y/o tectónicos acaecidos durante el Cuaternario (Figura 4.6).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

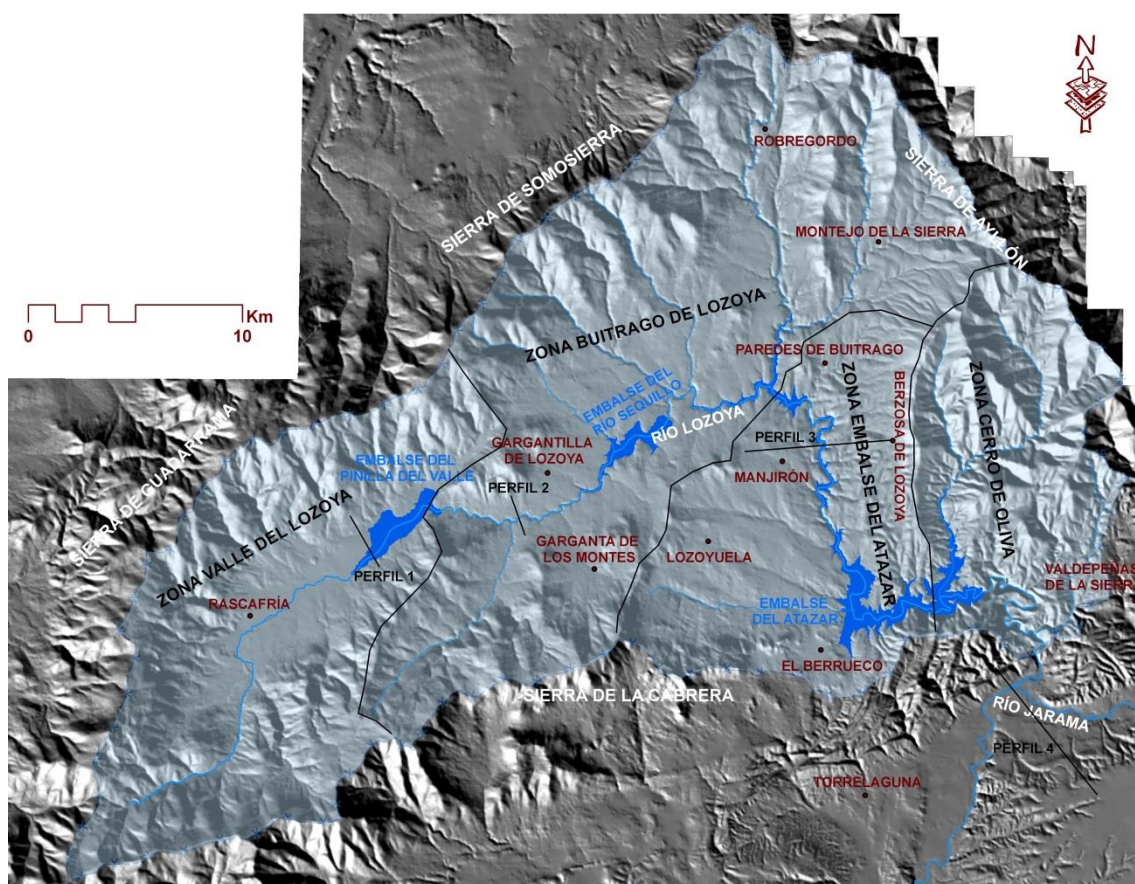


4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.6. Vista panorámica de la secuencia de terrazas rocosas en diferentes sitios de nuestra zona de estudio. A) Zona septentrional de Paredes de Buitrago (Sector Buitrago de Lozoya), B) Zona meridional de Paredes de Buitrago (Sector Buitrago de Lozoya), C) Zona pueblo de Atazar (Sector Atazar) y D) Zona pueblo Berrueco (Sector Atazar).

Figura 4.6. Panoramic view of the bed rock terrace sequence in different sites. A) North of the Paredes de Buitrago (Sector Buitrago de Lozoya), B) South of Paredes de Buitrago (Sector Buitrago de Lozoya), C) Atazar village area (Sector Atazar) and Berrueco village area (Sector Atazar)

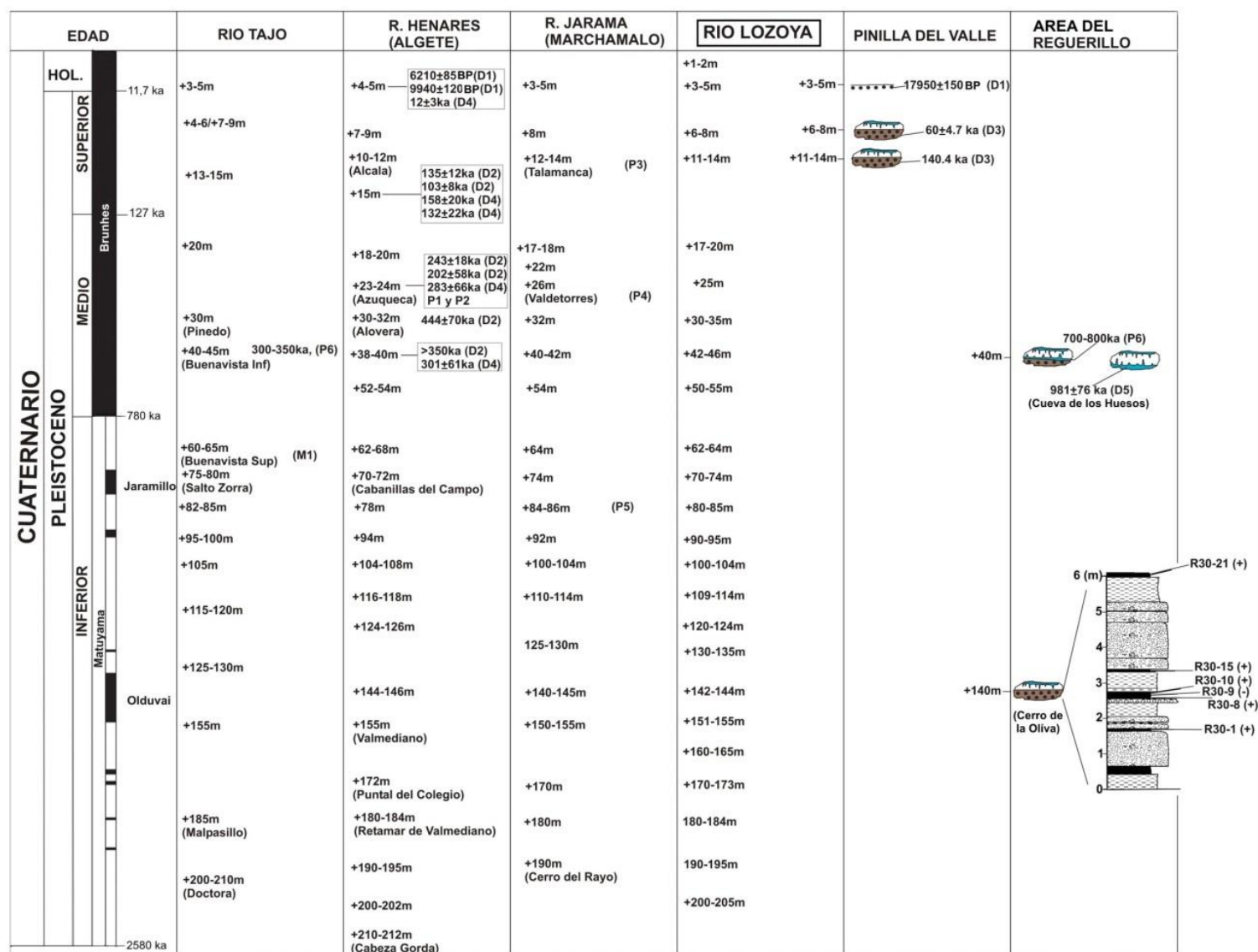
En función de las características morfoestructurales y litológicas del área de estudio, la cuenca del Río Lozoya se ha dividido en cuatro sectores: el sector de Lozoya, el sector de Buitrago de Lozoya, el sector Embalse del Atazar y el sector de Cerro de Oliva (Figura 4.6). La secuencia general del valle del Río Lozoya obtenida tras el estudio de estos cuatro sectores se puede observar en la Figura 4.7.



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.6. Modelo Digital del Terreno del valle del Río Lozoya, obtenido a partir del modelo MDT05 del Centro Nacional de Información Geográfica. En este plano se indica la posición morfogeomorfológica de la cuenca hidrográfica y la división del Río Lozoya en 4 sectores según criterios morfoestructurales y litológicos. Los perfiles marcados en el mapa se pueden observar en la Figura 4.9.

Figure 4.6. Digital terrain model that indicates the position of the Lozoya River watershed and the division of this area in 4 sectors by distinct lithological and structural sets. The geomorphological cross-section indicated in the map are shown in the Figure 4.9.



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.7. Cuadro morfocronológico de correlación de las terrazas fluviales de la cuenca de Madrid (Ríos Tajo Jarama y Henares) y su posición respecto a la secuencia de terrazas rocosas del Río Lozoya, y los depósitos fluviales de los sistemas kársticos de Pinilla del Valley y de la Cueva del Reguerillo. Leyenda: Dataciones numéricas: 14C (D1), U/Th (D2), TL (D3), Racemización de aminoácidos (D4) y ESR (D5). Datos Paleontológicos: *Elephas sp.* (P1), *Equus sp.* (P2), *Cervus elaphus* (P3), *Elephas antiquus* (P4), *Mammuthus meridionalis* (P5), *Mammuthus trogontherü*, *Equus caballus*, *Hipopotamus amphibius*, *Dolichodoricerus savini*, *Eliomys quercinus*, *Allocricetus bursae*, *Microtus brecciensis* y *Apodemus cf. sylvaticus* (Sesé et al., 2000). (P6). Paleomagnetismo: Brunhes/Matuyama (M1). Modificado a partir de Pérez-González (1994), Pinilla et al., (1995), Santonja y Pérez-González (1997), Benito et al., (1998), Santonja y Pérez-González (2001) y Ortiz et al. (2009).

Figure 4.7. Correlation table of the fluvial terraces at the Cenozoic basin of the Madrid (Tagus, Jarama and Henares Rivers) with the fluvial sequence of the Lozoya River and the fluvial deposits of the endokarstics systems of Pinilla del Valle and Reguerillo Cave. Legend: Numerical dating: 14C (D1), U/Th (D2), TL (D3), Amino acid racemization dating (D4) y ESR (D5). Paleontologic data: Elephas sp. (P1), Equus sp. (P2), Cervus elaphus (P3), Elephas antiquus (P4), Mammuthus meridionalis (P5), Mammuthus trogontherü, Equus caballus, Hipopotamus amphibius, Dolichodoricerus savini, Eliomys quercinus, Allocricetus bursae, Microtus brecciensis y Apodemus cf. sylvaticus (Sesé et al., 2000). Modified from Pérez-González (1994), Pinilla et al., (1995), Santonja y Pérez-González (1997), Benito et al., (1998), Santonja y Pérez-González (2001) and Ortiz et al. (2009).

4.2.3.1. Sector de Lozoya

El primer sector de la cuenca del Lozoya es una depresión tectónica (*pop down*) (Warburton y Álvarez, 1989; De Vicente et al., 2007), de dirección NE-SW, que condiciona la dirección del Río, y donde se produce el mayor desnivel entre las cumbres y el nivel del base del Río (1.345 m). En esta zona, entre los parajes de Las Presillas y el Puente Nuevo, el curso actual del Río Lozoya cambia de un modelo de río de facies de

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

tipo *braided* con gravas someras, a un modelo de facies tipo meandriforme con lechos de gravas. Los depósitos están compuestos de carga gruesa y de composición poligénica (metamórfica e ígnea) (Figura 4.8).

En esta zona, las terrazas más antiguas alcanzan una altura relativa sobre el Río Lozoya de +190-195 m (T2), hasta el nivel de terraza T16 (+50-55 m), que se construyen sobre los materiales cristalinos paleozoicos. Por debajo del nivel T16 (+50-55 m), las terrazas se conservan sobre materiales mesozoicos y terciarios, hasta el nivel T20 (+17-20 m). En este tramo del valle es uno de los pocos segmentos donde se encuentran niveles de terraza con depósitos de agradación fluvial, situándose siempre por debajo del nivel T20 (+17-20 m) (Figura 4.9 y 4.10). La más antigua se encuentra en el entorno del sistema kárstico de los yacimientos de Pinilla del Valle (Figura 4.11 y 4.12) con su posición morfológica actual sobre el Río Lozoya a unos +11-14 m (T21) (Figura 4.13), cuya edad ha sido estimada en $140,4 \pm 11,3$ ka BP mediante TL sobre granos de cuarzo (Laboratorio de Termoluminiscencia, UAM) (Pérez-González *et al.*, 2010; Figura 4.14). Los depósitos de estas terrazas están compuestos por gravas medias y gruesas, a veces bloques, con escasas arenas y fangos (Pérez-González *et al.*, 2010). La siguiente fase de agradación fluvial es la terraza T22 (+6-8 m), cuya edad mediante TL ha sido ponderada en $59,4 \pm 4,7$ ka, BP (Pérez-González *et al.*, 2010) (Figura 4.15). Sus depósitos son bloques semiangulosos y de gravas gruesas, con arenas y fangos de origen predominante metamórfico (Figura 4.16). Por debajo, el nivel T23, a +3-4 m sobre el cauce del Río Lozoya, está formado por gravas de naturaleza metamórfica e ígnea, arenas, fangos y arcillas negras prismáticas. La edad de esta terraza ha sido estimada en 17.950 ± 110 ka BP, datación realizada por AMS sobre sedimento orgánico. Tanto el último nivel de terraza descrito en esta zona, T24 (+1-2 m), como el fondo del cauce

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

actual, presentan sedimentos detríticos heterométricos y de origen poligénico, compuestos por gravas, arenas, fangos y arcillas negras (Figura 4.8, 4.9 y 4.16).

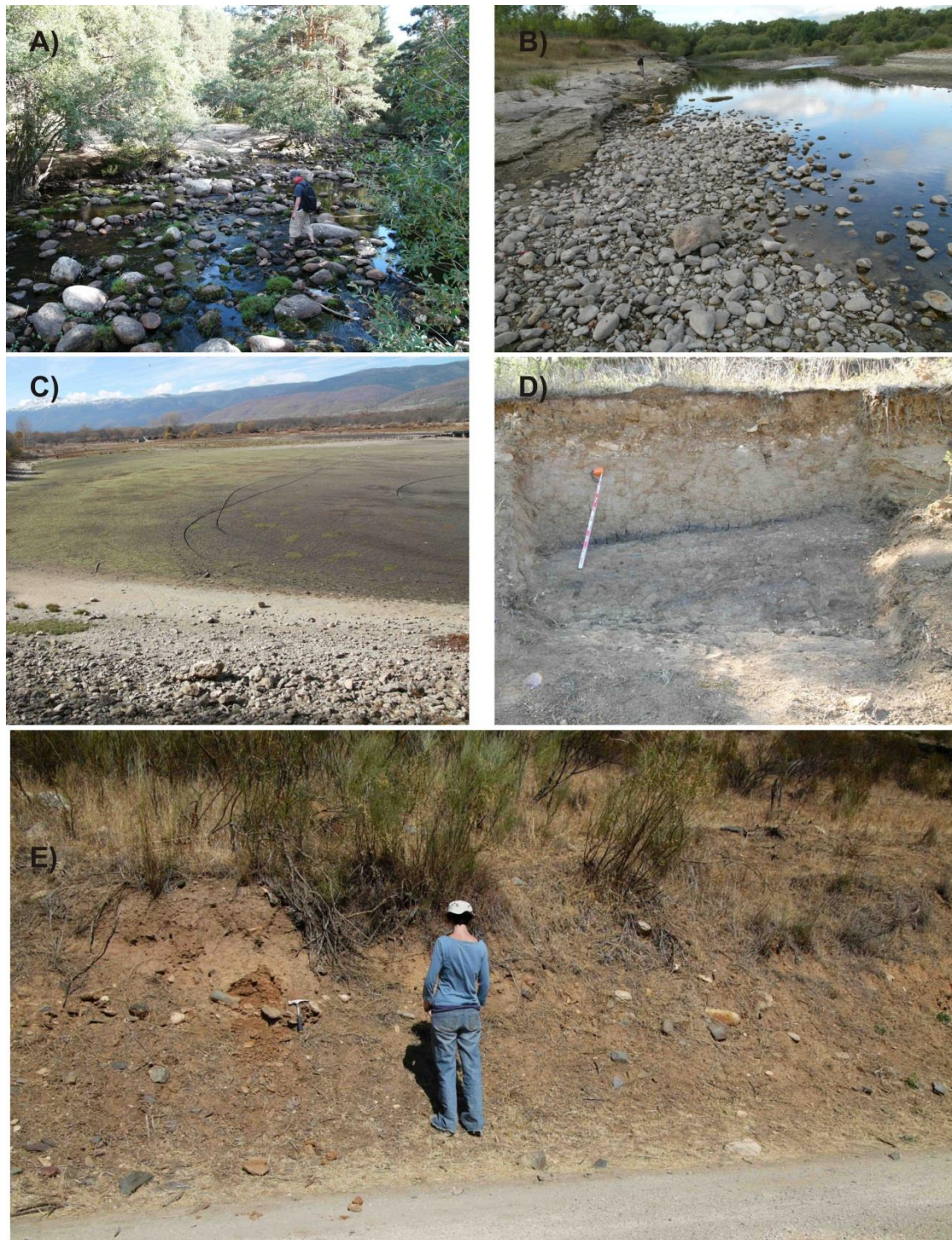


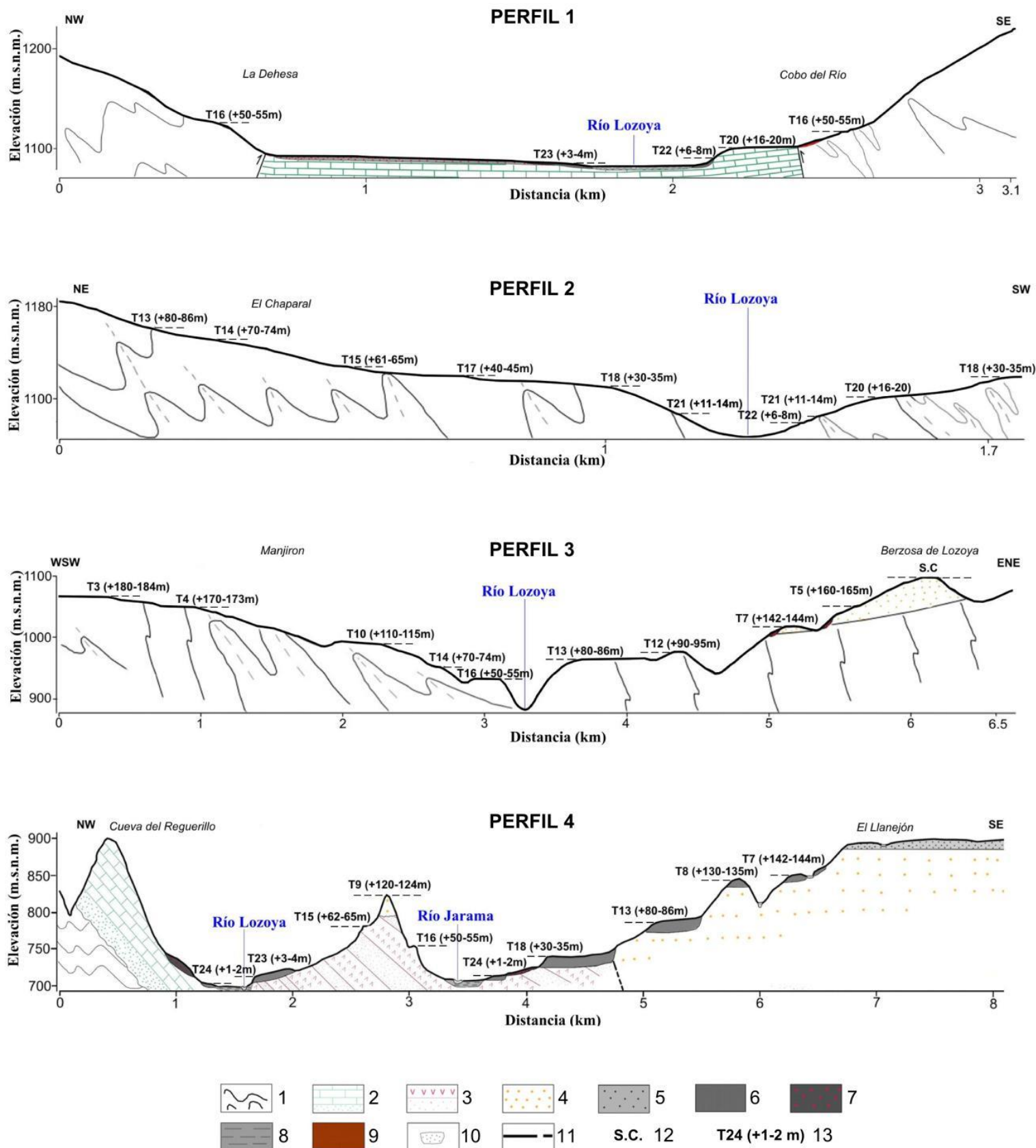
Figura 4.8. A) Depósitos de fondo del valle en la zona alta de la cuenca de drenaje del Río Lozoya, B) Depósitos de fondo de valle en la zona de la depresión tectónica del Valle Alto de

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Lozoya, C) Depósitos de llanura aluvial en la zona de la depresión tectónica del Valle Alto de Lozoya, D) Depósitos de llanura aluvial en la zona del embalse del Pinilla del Valle. E) Terrazas con depósito aguas debajo de la Presa del Atazar.

Figure 4.8. A) Upper Lozoya River fluvial floor valley deposits. B) Lozoya River fluvial floor valley deposits at the Lozoya tectonic depression area. C) Flood plain deposits of the Lozoya River at the Lozoya tectonic depression area. D) Flood plain deposits of the Lozoya River at the Pinilla del Valle area. E) Strath terrace downstream the Atazar Dam.

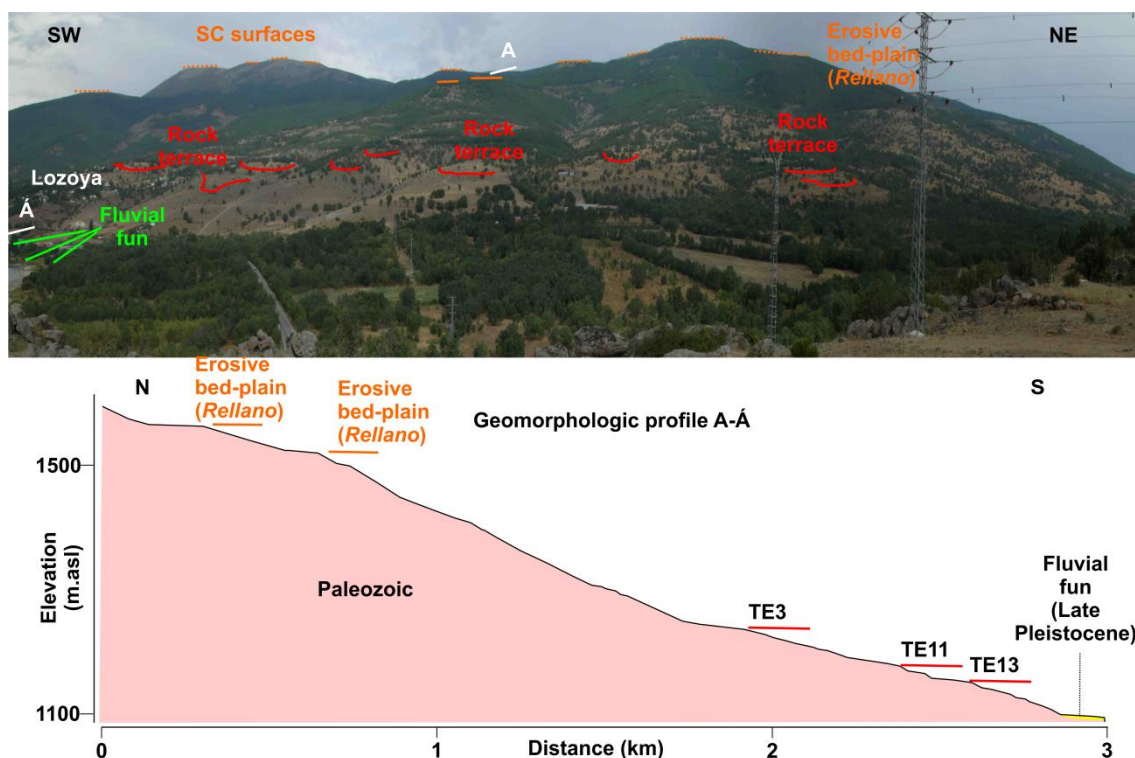
4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.9. Perfiles transversales geomorfológicos del Río Lozoya, en los cuatro sectores de la zona del estudio (Figura 4.6). Perfil 1 en el Sector de Lozoya, Perfil 2 en el Sector de Buitrago del Lozoya, Perfil 3 en el Sector de Atazar y Perfil 4 en la zona de confluencia del Río Lozoya y del Río Jarama. Leyenda: (1). Neises y metasedimentos (Paleozoico), (2) Dolomías, areniscas, areniscas dolomíticas, arenas y arcillas (Cretácico), (3) Yesos y lutitas rojas (Paleógeno), (4) Bloques y cantos de neises, pizarras y cuarcitas (Neógeno), (5) Rañas (Plioceno), (6) Terraza fluvial (Cuaternario), (7) Abanico aluvial-torrencial (Cuaternario), (8) Llanura aluvial (Holoceno), (9) Coluvión (Holoceno), (10) Falla, (11) Superficie de colmatación y (12) Nivel de terraza.

Figure 4.9. Geomorphological transverse profiles of the Lozoya River, in the four sectors of the study area (Figure 4.6). Profile 1 in the Lozoya region, Profile 2 in the Buitrago de Lozoya region, Profile 3 in the Atazar region and Profile 4 in the Ponton de Oliva region. Legend: (1) Gneiss and metasediments (Paleozoic), (2) Dolomites, sandstone, sand and clay (Cretacic), (3) Rred siltstone (Paleocene), (4) Boulder and cobbles of gneiss, psammite and quartzite (Neocene), (5) Rañas (Pliocene), (6) Fluvial terrace (Quaternary), (7) Fluvial fan (Quaternary), (8) Floodplain (Holocene), (9) Colluvium (Holocene), (10) Fault, (11) surface and (12) Terrace levels.



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.10. Vista panorámica de los elementos geomorfológicos más importantes en la zona del pueblo del Lozoya y su perfil geomorfológico donde se puede apreciar el modelo escalonado erosivo y la parte de la secuencia Cuaternaria del Río Lozoya para este sector.

Figure 4.10. Panoramic view of the most important geomorphologic elements, the erosive staircase model and the Lozoya river Quaternary fluvial sequence at the Lozoya village area.

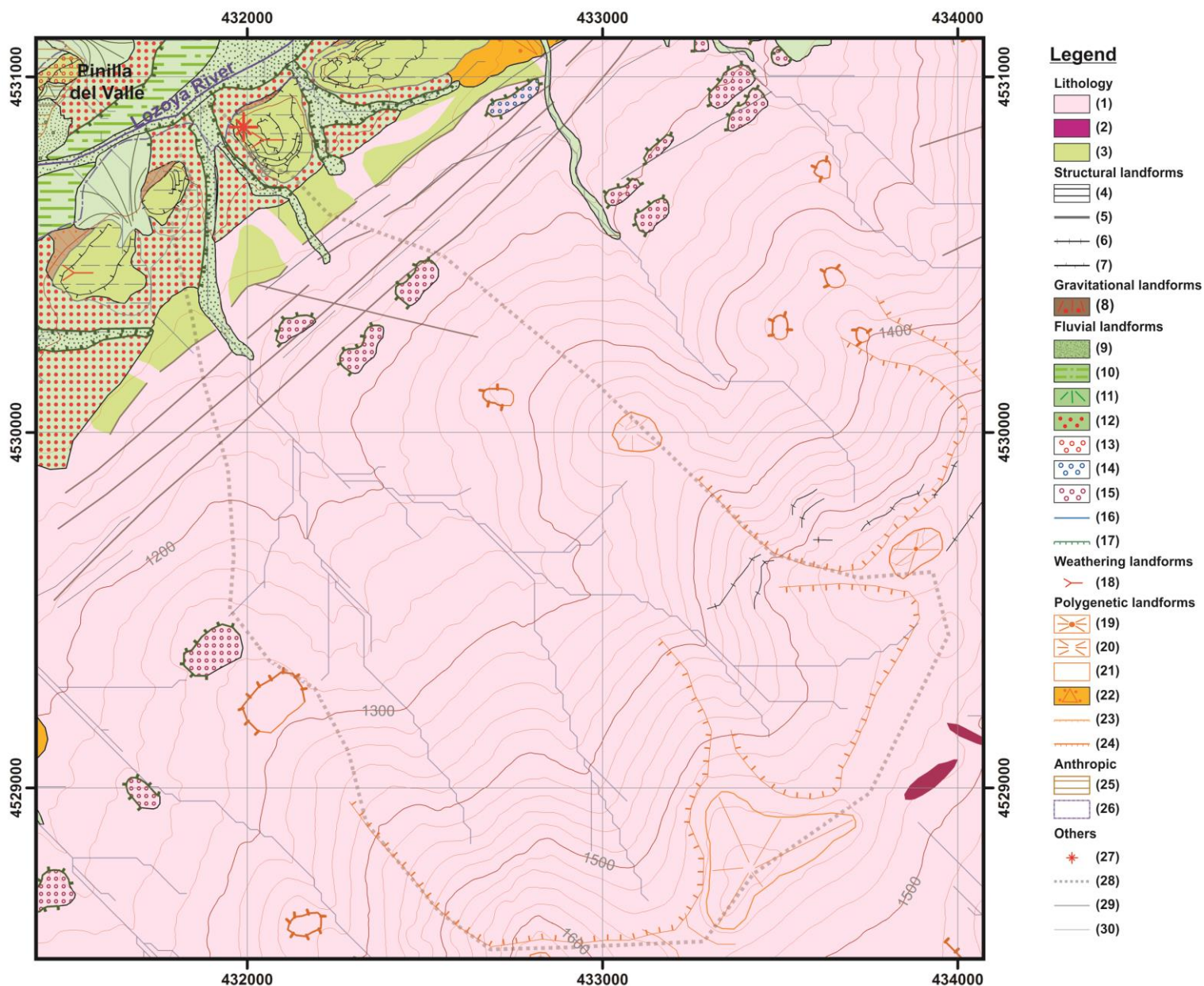


Figura 4.11. Mapa geomorfológico en la zona de los yacimientos del Calvero de la Higuera. Leyenda: (1) Mesozoico (areniscas, arenas, dolomías y lutitas), (2) Pérmico (rocas filonianas), (3) Ordovícico (ortoneises y leukoneises), (4) Cuesta degradada, (5) Falla, (6) Resalte en neises,

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

(7) Resalte en Dolomías, (8) Coluvión, (9) Fondo de valle, (11) Llanura aluvial, (11) Abanico Aluvial, (12) Terraza holocena con depósito (cota relativa sobre de nivel del Río, en metros), (13) Terraza erosiva del Pleistoceno Superior (cota relativa sobre de nivel del Río, en metros), (14) Terraza erosiva del Pleistoceno Medio (cota relativa sobre de nivel del Río, en metros), (15) Terraza erosiva del Pleistoceno Inferior (cota relativa sobre de nivel del Río, en metros), (16) Red de drenaje, (17) Escarpe fluvial, (18) Cueva, (19) Relieve residual, tipo Monadnock, (20) Cerro alomado, (21) Rellano, (22) Glacis Coluvial, (23) Escarpe, (24) Cabecera, (25) Municipios, (26) Embalse, (27) Yacimientos arqueológicos/paleontológicos, (28) Cuenca de drenaje de los arroyos Lontanar y Valmaillo, (29) Curvas de nivel maestras (equidistancia 100 m), (30) Curvas de nivel intermedias (equidistancia 20 m).

Figura 4.11. Geomorphologic map in the area of the archaeological sites of the Calvero de la Higuera. Legend: (1) Mesozoic (sandstone, sand, dolomite and lutites), (2) Permian (hypabyssal rocks), (3) Ordovician (ortogneiss and leukogneiss), (4) Degraded structural plain, (5) Fault, (6) Gneiss mark, (7) Dolomites mark, (8) Colluvium, (9) Fluvial floor valley, (10) Floodplain, (11) Alluvial fan, (12) Late Pleistocene strath terrace (relative altitude), (13) Late Pleistocene bed-rock terrace (relative altitude), (14) Middle Pleistocene bed-rock terrace (relative altitude), (15) Early Pleistocene bed-rock terrace (relative altitude), (16) Drainage network, (17) Fluvial scarp, (18) Cave, (19) Monadnock residual relief, (20) Conical hill, (21) Colluvial pediment, (22) Polygenic erosive bed plane, (23) Polygenetic scarp, (24) Erosion headward watershed, (25) Urban area, (26) Dam, (27) Archaeological sites of the Calvero de la Higuera, (28) Drainage basin of the Lontanar and Valmaillo stream, (29) Index contour line (100 m), (30) Intermediate contour line (20 m).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

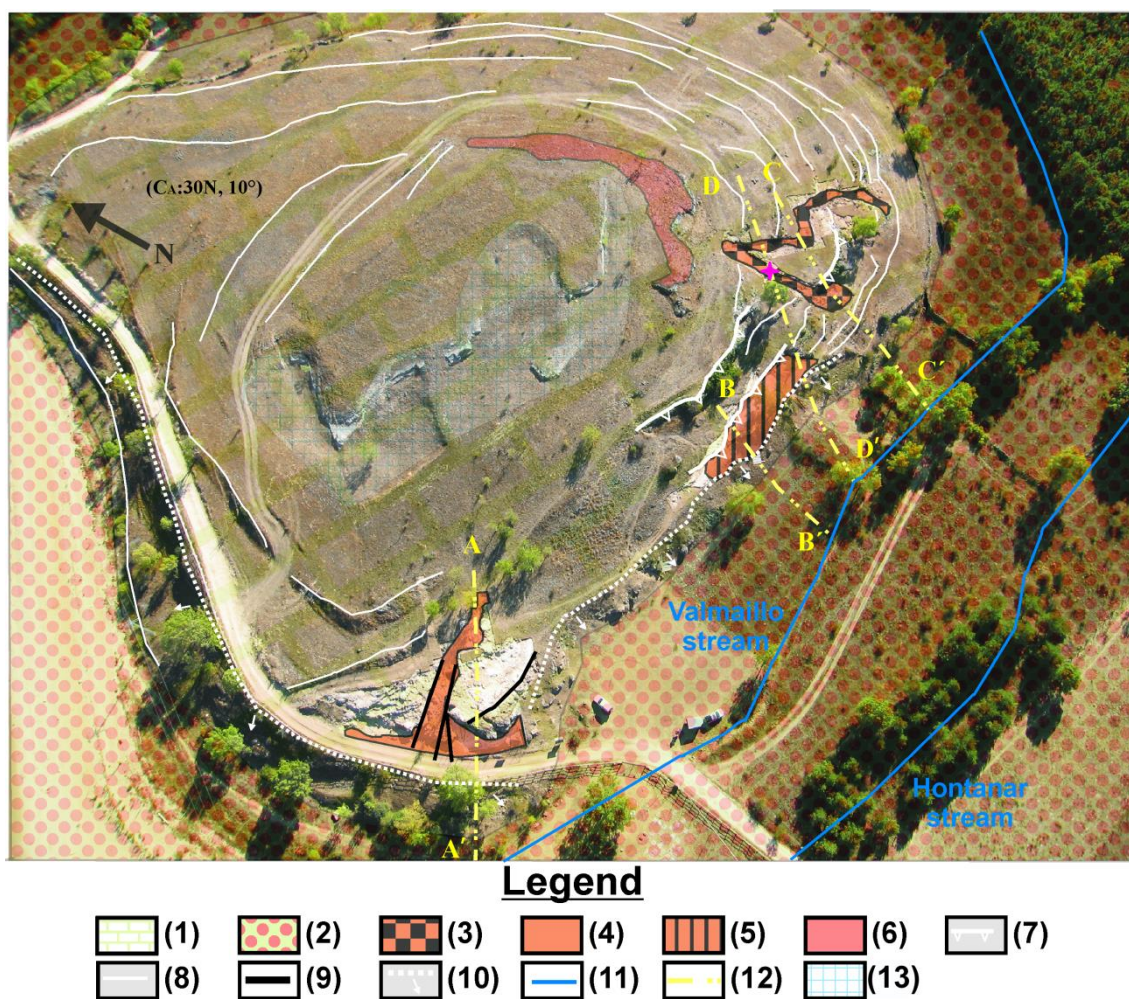


Figura 4.12. Vista panorámica de los yacimientos del Calvero de la Higuera. Leyenda. (1) Dolomías del Cretácico Superior, (2) Terrazas con depósito del Pleistoceno Superior-Holoceno, (3) Las yacimientos de la cueva de Des-Cubierta y de la Buena Pinta. (4) Cueva de Camino, (5) El abrigo de Navalmaillo, (6) Lapiaz, (7) Ceja, (8) Resalte en Dolomías, (9) Diaclasa, (10) Zona de caída de bloques, (11) Red de drenaje, (12) Perfiles geomorfológicos, (13) Cantera.

Figure 4.12. Panoramic view of the archaeological sites of the Calvero de la Higuera. Legend: (1) Dolomites (Late Cretaceous), (2) Late Pleistocene-Holocene strath terraces, (3) The archaeological sites of the Des-Cubierta and Buena Pinta caves, (4) Caminos cave, (5) Navalmaillo rock-shelter, (6) Limestone pavement, (7) Rock-shelters roof, (8) Dolomites mark, (9) Joint, (10) Colluvium area, (11) Drainage network, (12) Geomorphological profiles, (13) Quarry.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

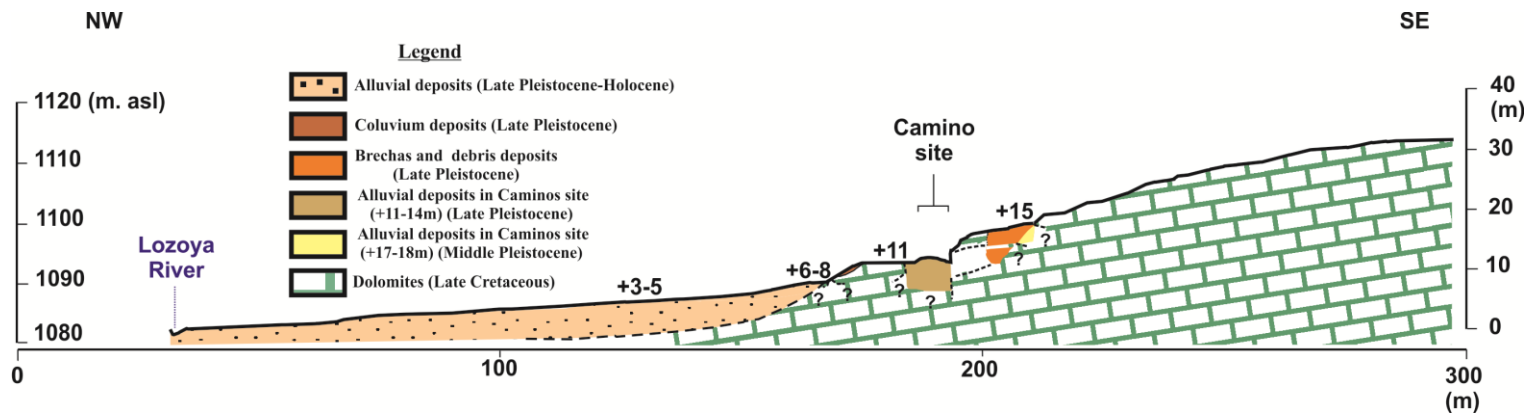


Figura 4.13. Perfil geomorfológico A-A' (Figura 4.12).

Figure 4.13. Geomorphological profile A-A' (Figure 4.12).

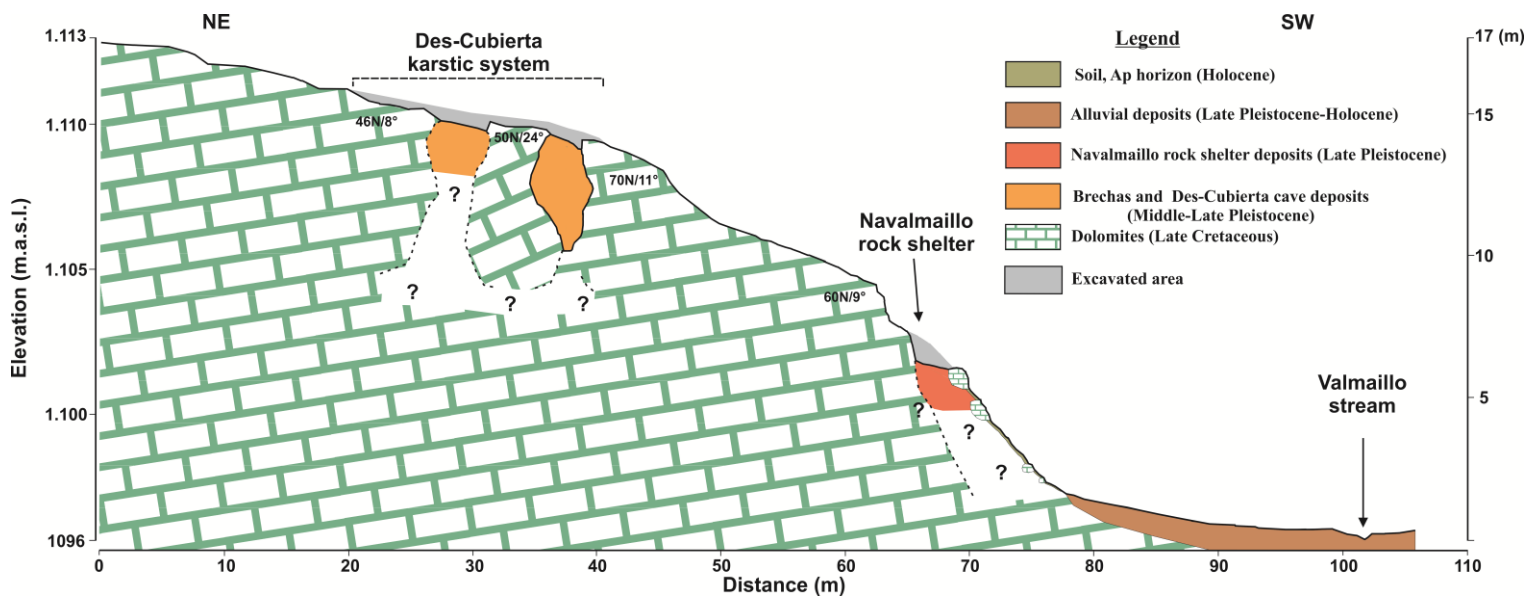


Figura 4.14. Perfil geomorfológico D-D' (Figura 4.12).

Figure 4.14. Geomorphological profile D-D' (Figure 4.12).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

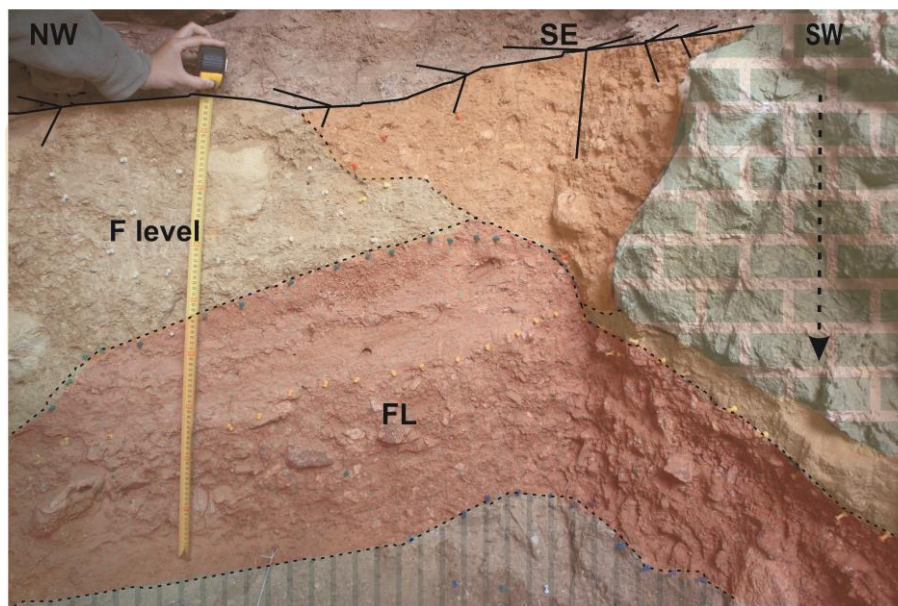
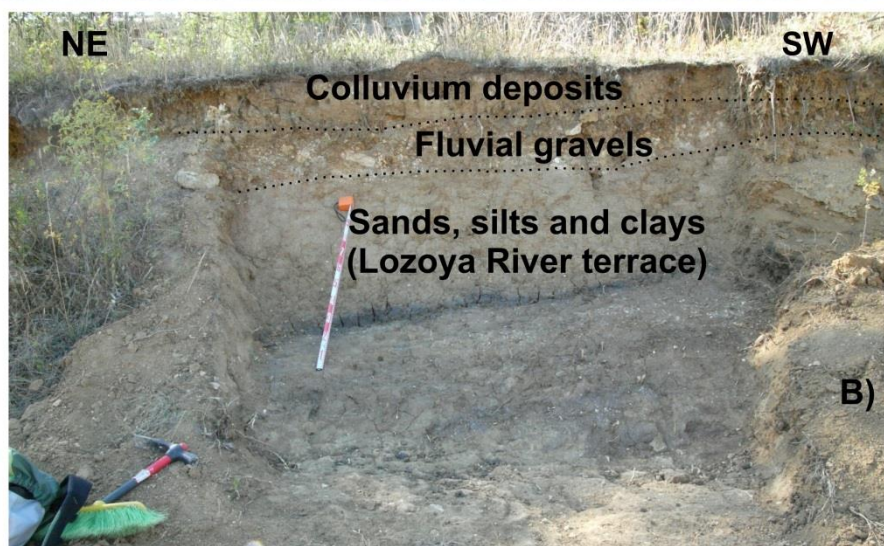
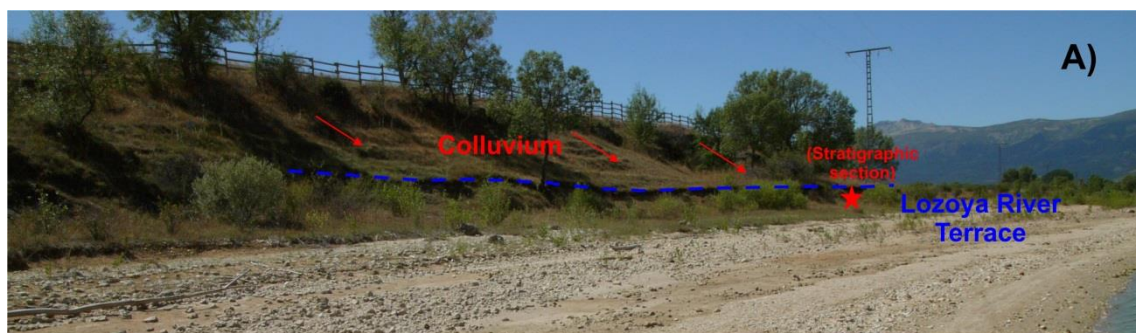


Figura 4.15. Depósitos de agradación fluvial de la terraza T22 (+6-8 m) en los yacimientos del Calvero de la Higuera.

Figure 4.15. Fluvial infilling deposits of the T22 (+6-8 m) fluvial terrace in the archaeological sites of the Calvero de la Higuera.



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.16. Depósitos de agradación fluvial de la terraza T23 (+3-5 m) en la zona del embalse del Pinilla del Valle.

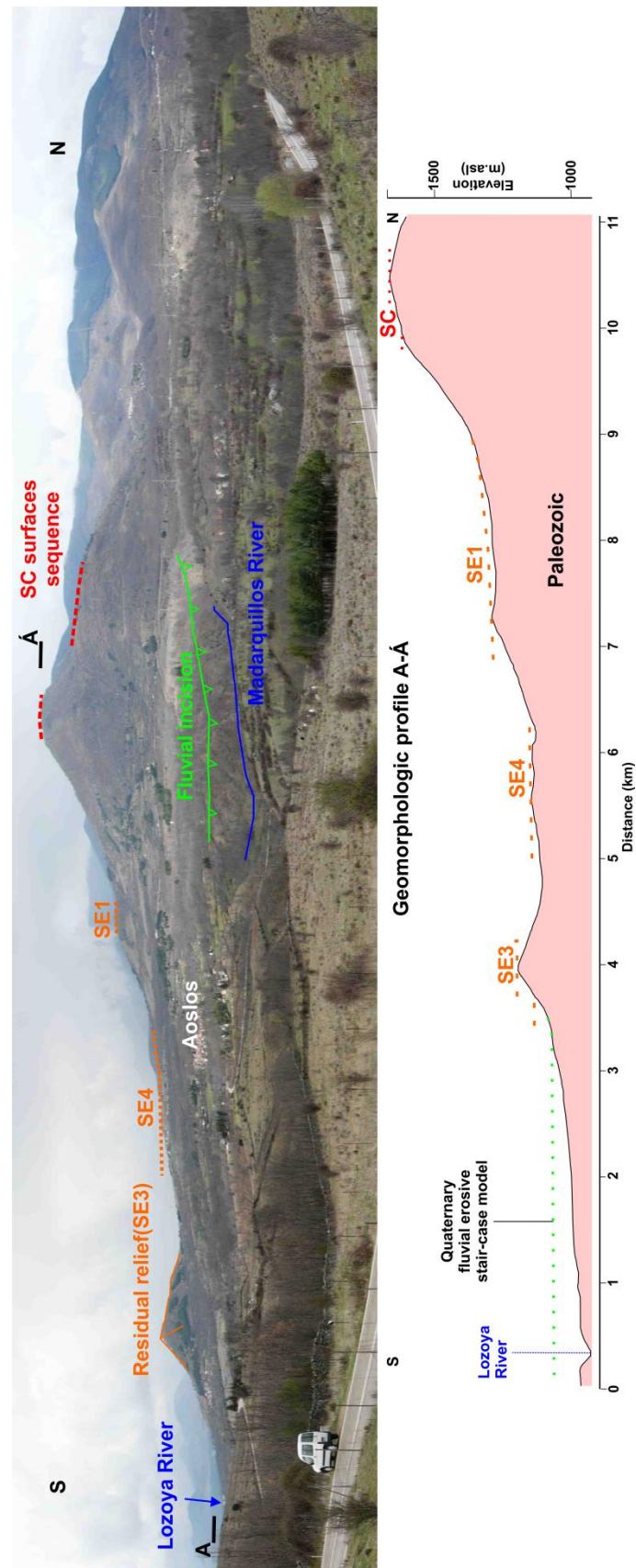
Figure 4.16. Fluvial infilling deposits of the fluvial terrace T23 (+3-5 m) in the Pinilla de Valle dam area.

4.2.3.2. Sector Buitrago de Lozoya

El segundo sector se localiza aguas abajo de la Presa de Pinilla, donde el valle se encaja y cambia de dirección hacia el WNW-ESE. En este sector de Buitrago de Lozoya, el curso actual del Río Lozoya corresponde a una morfología de meandro encajado (incised meander), con una sinuosidad estimada media (2,71), que discurre sobreexcavado en rocas metamórficas paleozoicas (ortoneises y leuconeises).

La inmensa mayoría de las morfologías fluviales que se conservan son terrazas rocosas (erosivas), donde se observan bloques y clastos angulosos procedentes de la alteración del sustrato y con una cobertura edáfica actual de 3-4 cm de profundidad, textura limo-arcillosa y color grisáceo. En este sector, se desarrollan terrazas desde el nivel T1 (+200-205 m) hasta el nivel T24 (+1-2 m). Las terrazas mejor preservadas corresponden a los niveles localizados entre T13 (+80-85 m) y T18 (+30-35 m) (Figura 4.17). Las terrazas más antiguas en este sector son muy escasas y mal conservadas (Figura 4.9). En las terrazas T23 (+3-4 m) y T24 (+1-2 m), preservadas en la zona de El Chaparral, se localizan escasos depósitos, compuestos de bloques y cantos rodados, arenas y limos de naturaleza predominante metamórficas (ortoneises y leuconeises), con espesor de unos 40-50 cm (Figura 4.18).

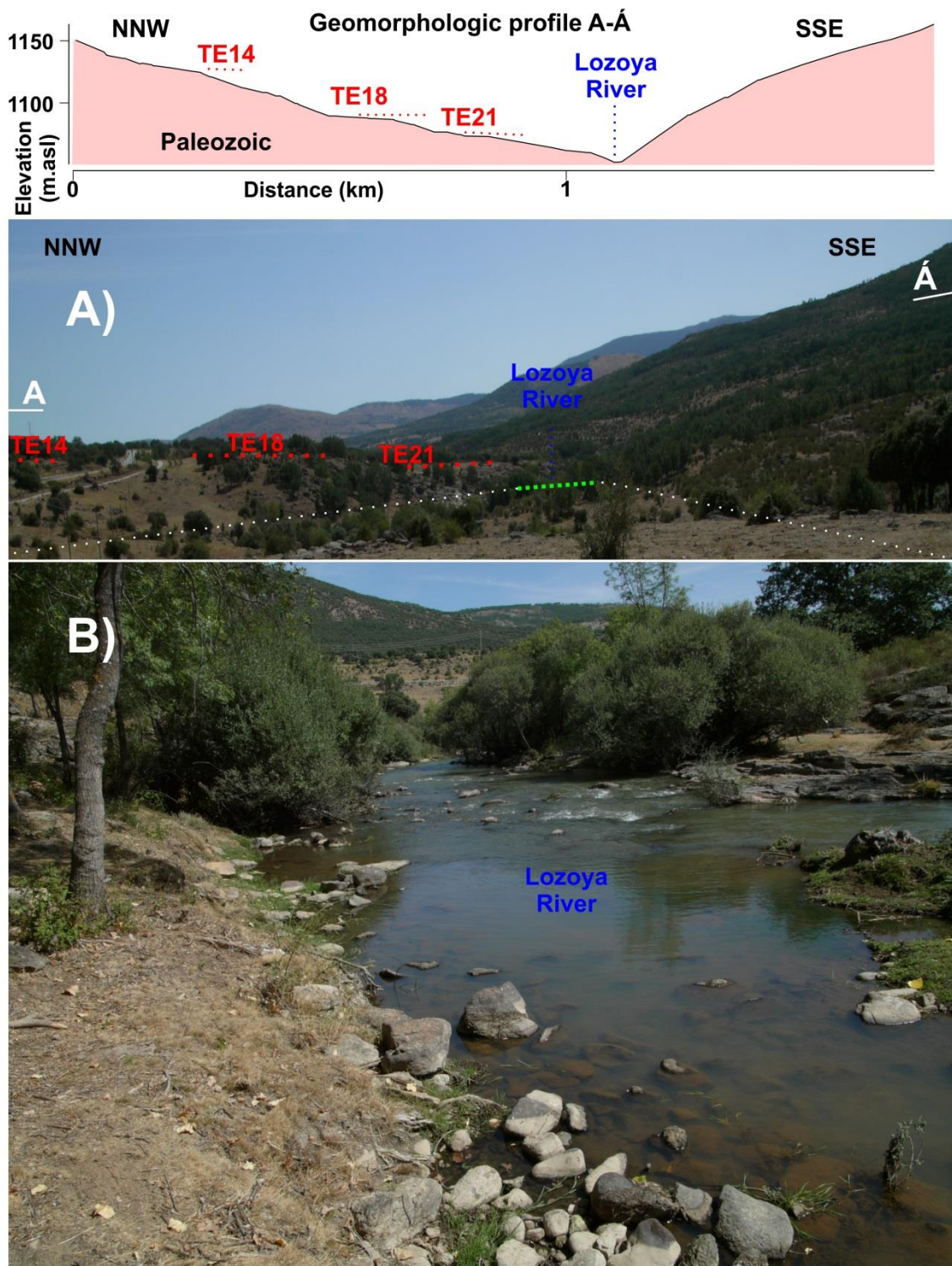
4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.17. Vista panorámica y su perfil geomorfológico de la secuencia Neógena y del modelo escalonado erosivo fluvial Cuaternario.

Figure 4.17. Panoramic view and the geomorphologic profile of the Neogene sequence and the fluvial Quaternary erosive staircase model.



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.18. A) Vista panorámica y perfil geomorfológico de la secuencia cuaternaria del Río Lozoya en la salida del embalse de Pinilla del Valle. B) La llanura aluvial del Río Lozoya en dicha area

Figure 4.18. A) Panoramic view and geomorphologic profile of the Quaternary sequence in the area, downstream the Pinilla del Valle Dam. B) Lozoya River floodplain in the same area.

4.2.3.3. Sector Atazar

En este tercer sector, la morfología del Río Lozoya está marcada por las fracturas que señalan las principales directrices estructurales del basamento, de dirección E-W y N-S del basamento. El río sigue su trayecto sobre materiales paleozoicos pero con menos sinuosidad que en el sector anterior (2,68).

En este sector se desarrollan sólo terrazas rocosas, sin apenas ningún depósito conservado, que se extienden sobre los materiales paleozoicos y sobre los depósitos neógenos. El plano más alto desarrollado sobre los materiales neógenos aparece a unos +215-225 m sobre del nivel de base actual del Río Lozoya y posiblemente se corresponda con el techo de la colmatación terciaria. Por debajo de este plano se identifican planos erosivos localizados en el entorno de Paredes de Buitrago, Berzosa del Lozoya y Robledillo de la Jara, que se conservan sobre los depósitos terciarios correspondientes al Mioceno superior y al Plioceno según Bellido et al. (1991b). Estos planos han sido interpretados como terrazas rocosas correspondientes a los niveles T1 (+200-205 m), T2 (+190-195 m), T3 (+180-184 m), T5 (+160-165 m) y T7 (+142-144 m) (Figura 4.19).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

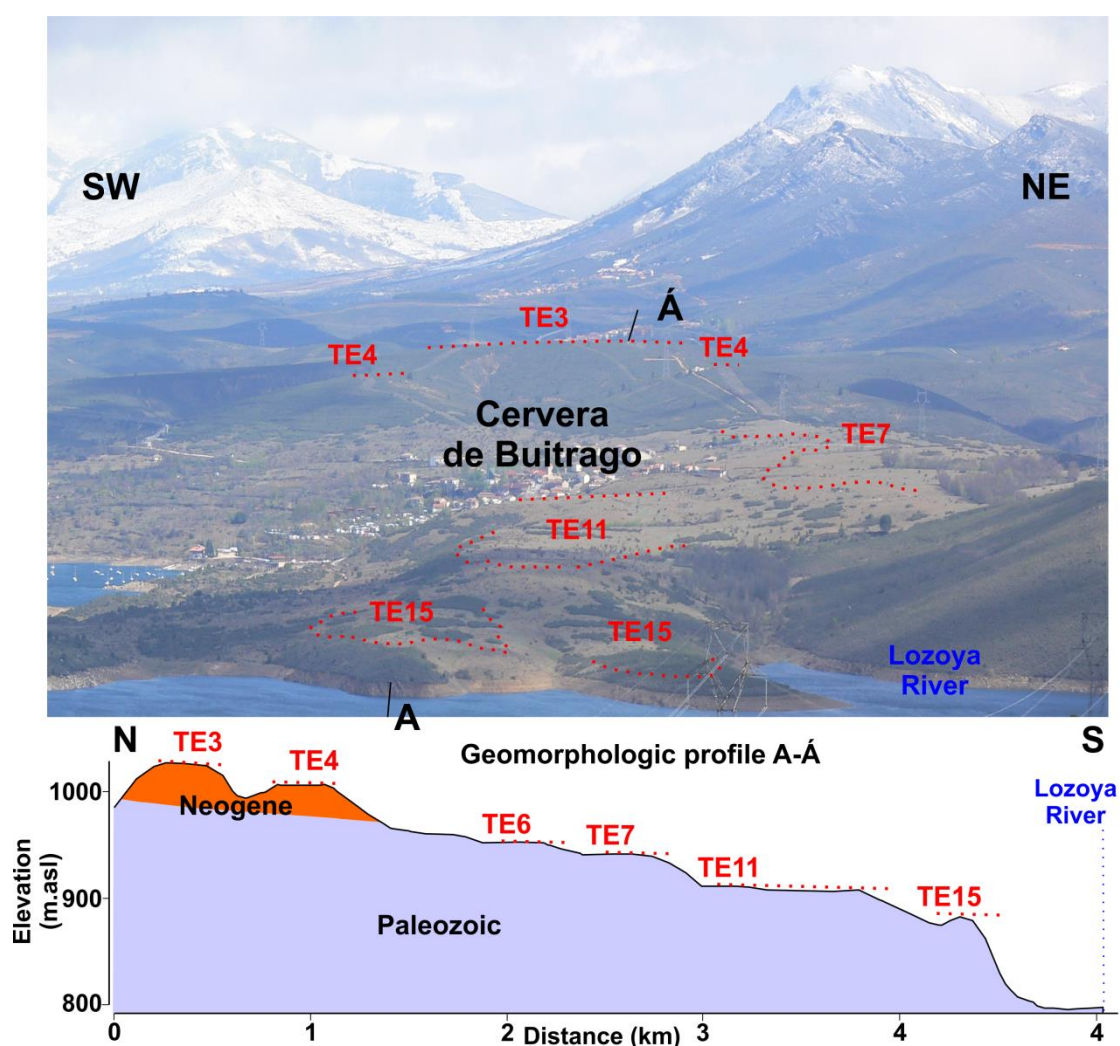


Figura 4.19. Vista panorámica y su perfil geomorfológico de la secuencia Cuaternaria del Río Lozoya en la área del Embalse del Atazar.

Figure 4.19. Panoramic view and the geomorphologic profile of the Quaternary sequence in the area of the Atazar Reservoir.

En el mismo sector, en la zona entre Lozoyuela, Siete Iglesias, Mangirón y Berruecos, se localizan una secuencia de terrazas rocosas mejor conservadas, que se desarrollan sobre rocas graníticas del Pérmico (Figura 4.20). Esta secuencia está representada por los niveles desde la terraza T1 (+200 m) hasta la terraza T13 (+80-85 m) (Figura 4.9). Las superficies graníticas de estas terrazas están afectadas frecuentemente por fenómenos de meteorización, dando lugar a formas de *tors*, bolos graníticos, zonas de arenización, y otras formas como pilas o marmitas (en el curso del agua), piedras caballeras, pavimentos, canalones y agrietamientos (Figura 4.21).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

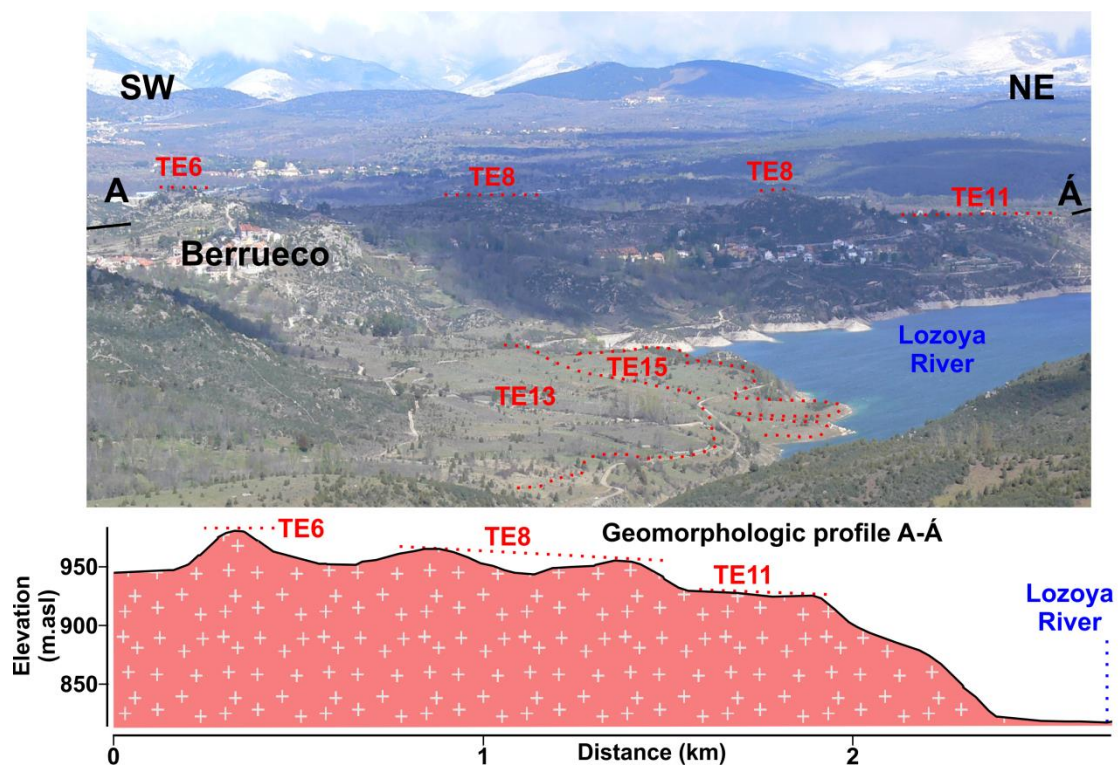
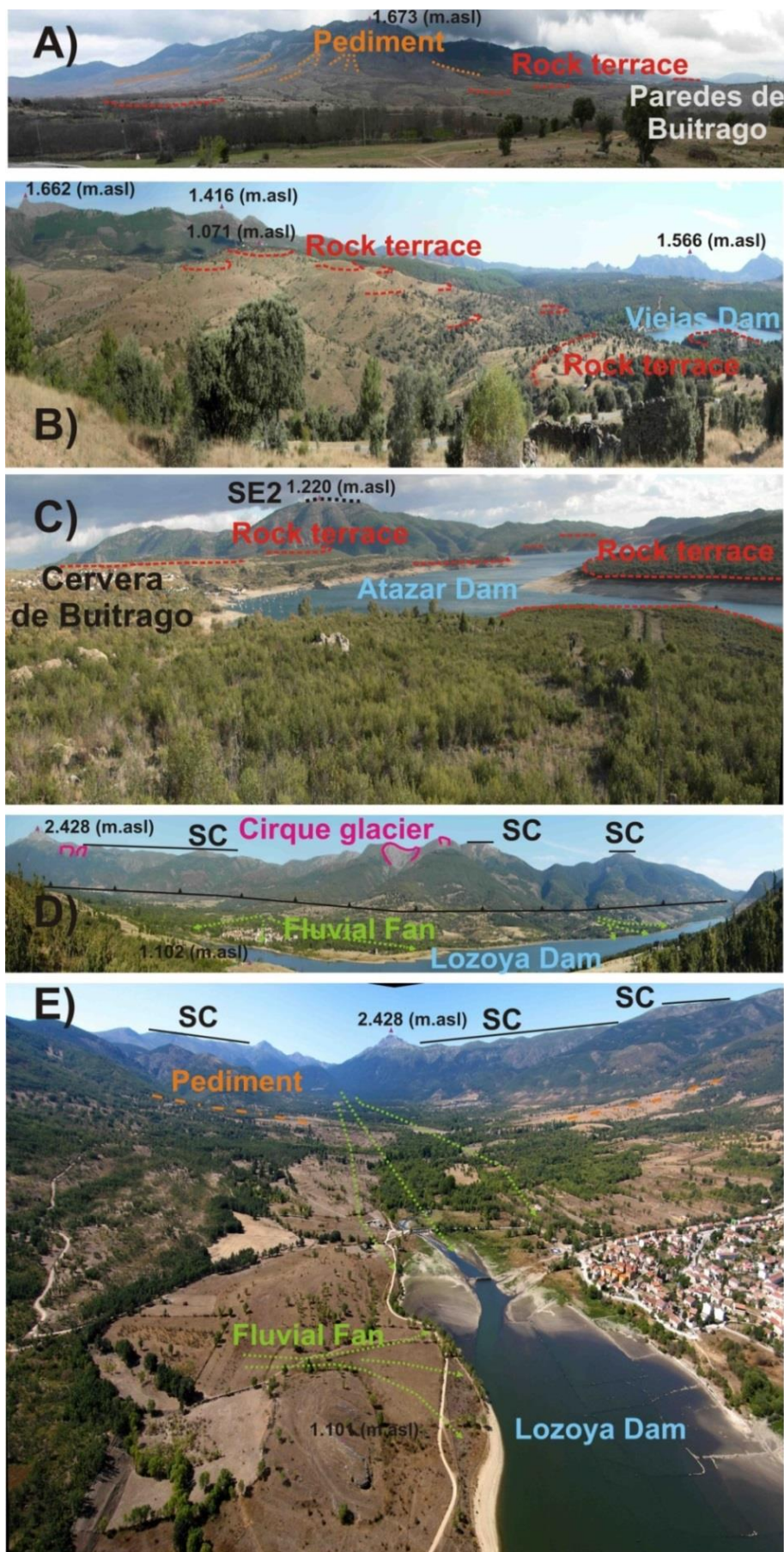


Figura 4.20. Vista panorámica y perfil geomorfológico de la secuencia Cuaternaria del Río Lozoya en la área del Embalse del Atazar.

Figure 4.20. Panoramic view and the geomorphologic profile of the Quaternary sequence in the area of the Atazar Reservoir.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.21. A) Vista panorámica en el área de Paredes de Buitrago delimitando los principales elementos geomorfológicos, B) Vista panorámica en el área del Embalse de Viejas delimitando los principales elementos geomorfológicos. C) Vista panorámica en el área del Embalse de Atazar delimitando los principales elementos geomorfológicos. D) Vista panorámica del parte septentrional de la depresión tectónica del Alto Valle del Lozoya delimitando los principales elementos geomorfológicos. E) Vista panorámica del parte occidental de la depresión tectónica del Alto Valle del Lozoya delimitando los principales elementos geomorfológicos.

Figure 4.21. A) Panoramic view at the Paredes de Buitrago area including the main geomorphologic features. B) Panoramic view at the Viejas Dam area including the main geomorphologic features. C) Panoramic view at the Atazar Dam area and including the main geomorphologic features. D) Panoramic view of the North Part of the tectonic depression at the Lozoya Valley area including the main geomorphologic features. E) Panoramic view of the West Part of the tectonic depression at the Lozoya Valley area including the main geomorphologic features.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.3.4. Sector de Cerro de Oliva

El último sector antes de la desembocadura del Río Lozoya en el Río Jarama, es el sector del Cerro de Oliva. Este último sector está caracterizado por máxima incisión, tiene la mayor sinuosidad (3,34) y se observan procesos de rotación, extensión y abandono de meandros (Figura 4.22).

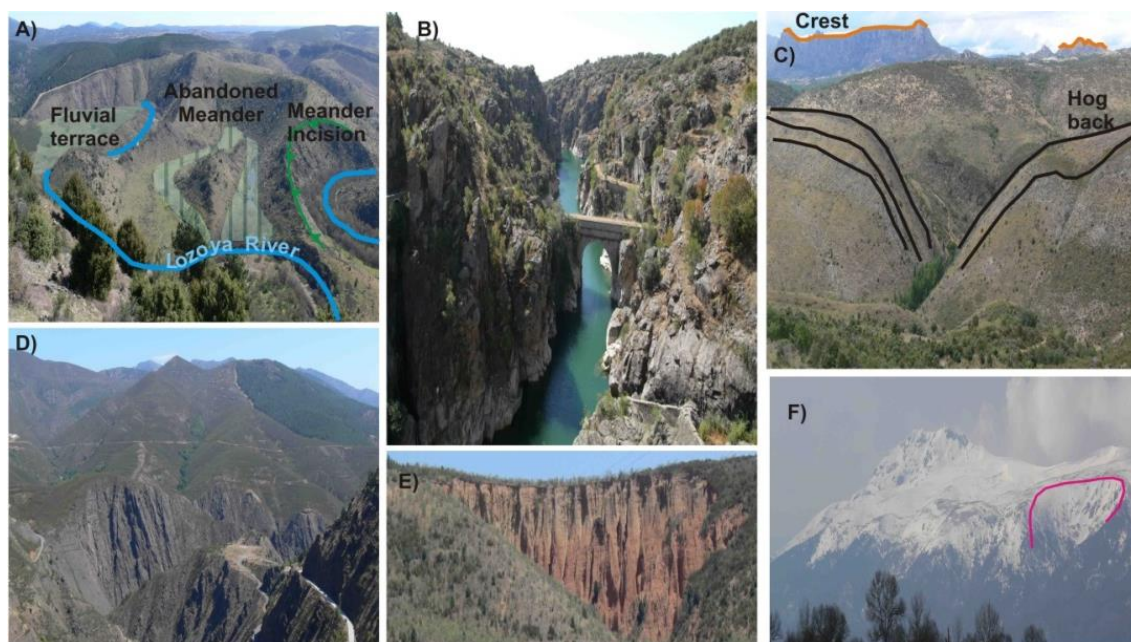


Figura 4.22. A) Vista panorámica aguas debajo de la Presa del Atazar delimitando los principales elementos fluviales geomorfológicos formados en Pizarras negras Paleozoicas. B) Garganta formado por la acción fluvial del Río Lozoya aguas abajo la Presa del Atazar. C) Monoclinales en Dolomías del Cretácico Superior y crestas en Granitos Paleozoicos en el contacto entre el Sistema Central y la cuenca de Madrid. D) Altos fenómenos de incisión producida por la acción del Río Lozoya en pizarras negras paleozoicas en la zona del Embalse del Atazar. E) Cárcavas en sedimentos Terciarios en la zona de Uceda. F) Circo glaciar en el sector del Pico de Peñalara (2.428 msnm).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figure 4.22. A) Panoramic view of the principal fluvial geomorphological features of the Lozoya River on black slates downstream the Atazar Dam. B) Canyon of the Lozoya River downstream the Atazar Dam. C) Hog backs (Upper Cretaceous Limestones) and crests (Paleozoic Granites) at the contact zone between the Madrid Cenozoic Basin and the SE Spanish Central System. D) High incision of the Lozoya River on Paleozoic Black Slates closed to the Atazar Dam area. E) Bad lands on Tertiary sediments (Silts and Clays) closed to the Uceda village. F) Glacial Cirque at the Peñalara Peak (2.428) area.

En este sector, las terrazas rocosas que se localizan sobre materiales neógenos corresponden a los niveles localizados entre T2 (+190-195 m) y T11 (+100-104 m), mientras que el resto de las terrazas se construyen sobre pizarras negras paleozoicas (Figura 4.23).

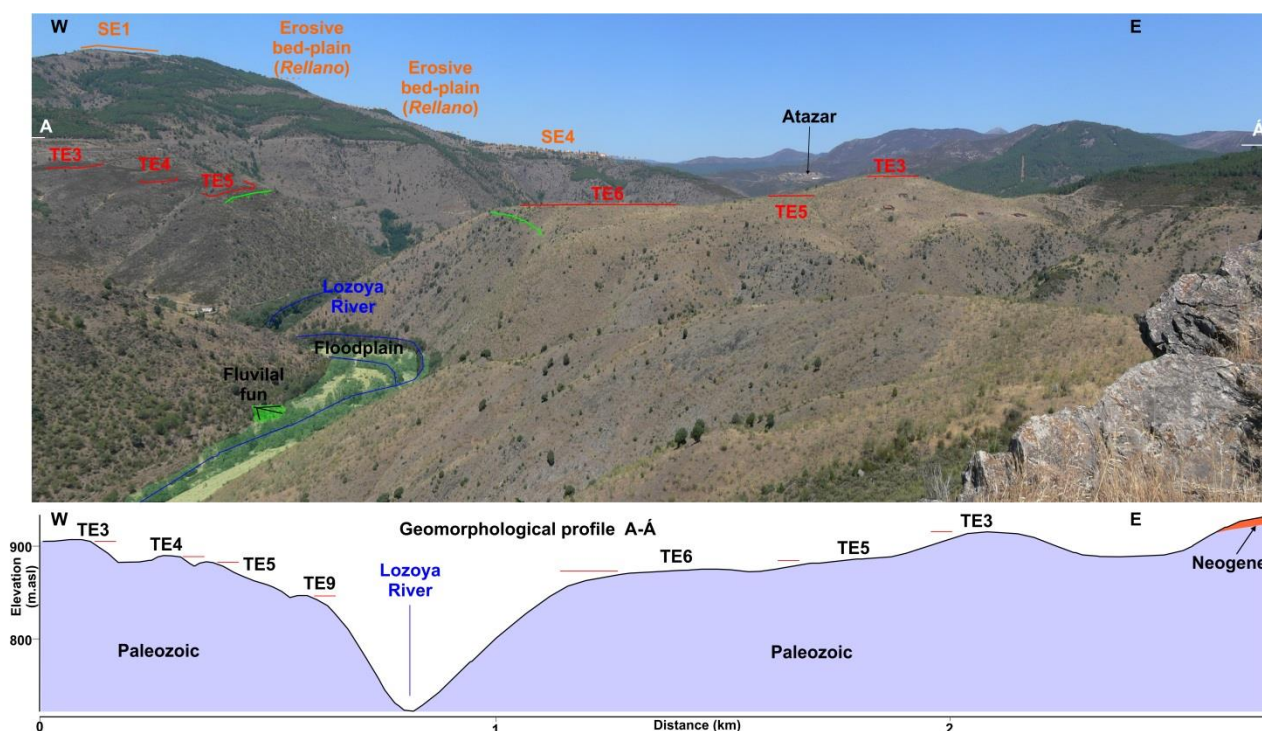
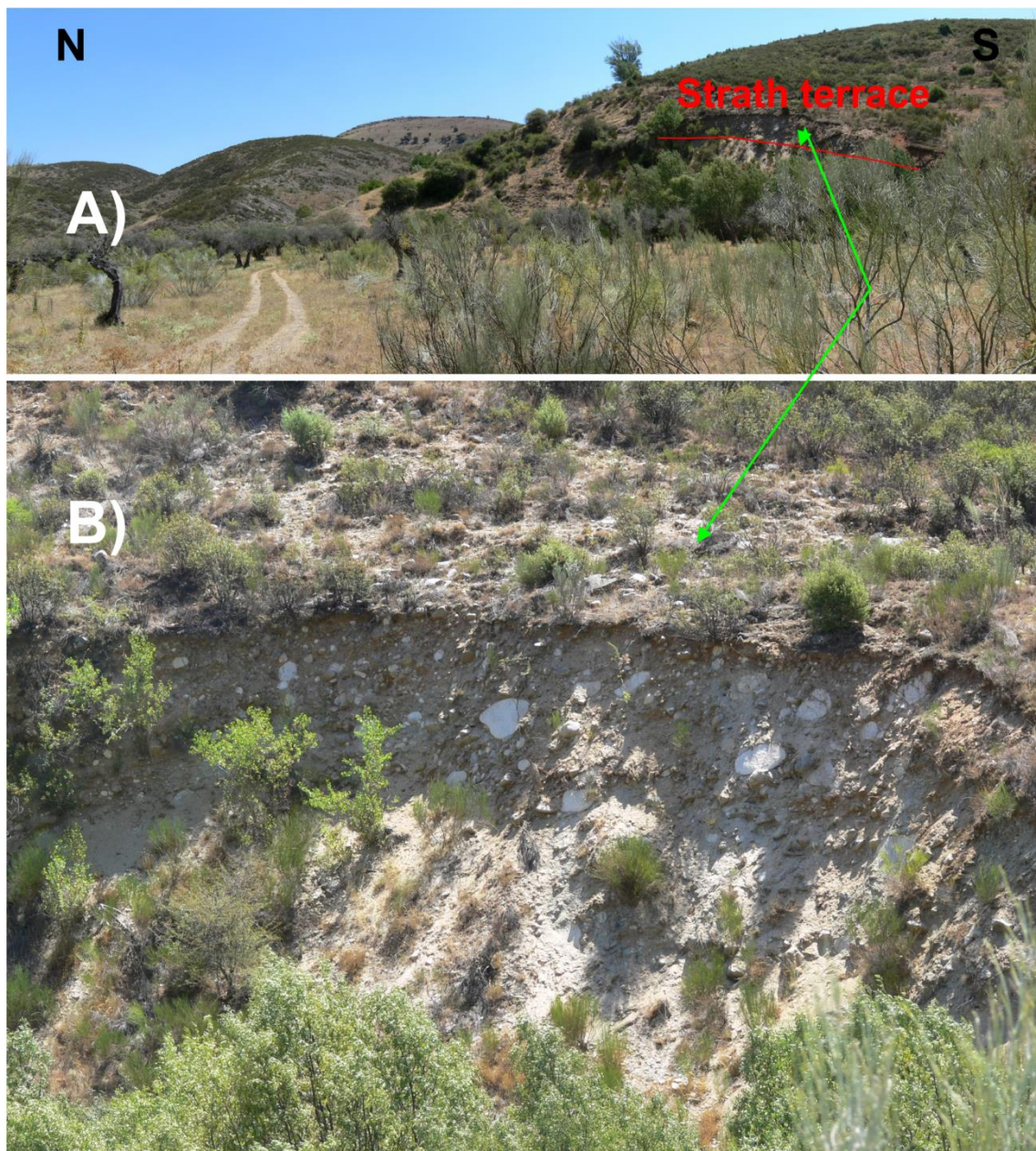


Figura 4.23. Vista panorámica y perfil geomorfológico de la secuencia cuaternaria del Río Lozoya en la área del sector del Pontón de la Oliva.

Figure 4.23. Panoramic view and geomorphologic profile of the Quaternary sequence in the area of the Pontón de la Oliva sector.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En esta zona también se encuentran algunas terrazas con depósito, como por ejemplo los niveles localizados en la zona de las Granjas, donde los niveles T18 (+30-35 m), T19 (+25 m), T22 (+6-8 m) y T23 (+3-5 m) (Figura 4.9), contienen depósitos compuestos por gravas, cantos poligénicos, arenas y arcillas arenosas (Figura 4.8 y 4.24).



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figure 4.24. Terraza del Pleistoceno Medio en la zona de Alpedrete de la Sierra.

Figure 4.24. Middle Pleistocene strath terrace in the Alpedrete de la Sierra.

En otras ocasiones, los depósitos de las terrazas están conservados en el interior de sistemas endokársticos (Figura 4.25.).



Figura 4.25. Sedimentos de relleno localizados en el sistema kárstico del Pontón de la Oliva.

Figure 4.25. Infilling deposits located in the Pontón de la Oliva karstic system.

La terraza más antigua localizada en el interior de cavidades se encuentra en complejo kárstico de la Cueva del Reguerillo, colgada a +140m sobre el cauce actual del Río Lozoya. Este depósito fluvial está compuesta por arenas, limos y arcillas, de estructura interna de corriente y una composición mineralógica procedente de rocas ígneas y metamórficas que indican que fue depositado por el Río Lozoya (Torres *et al.*, 2005). Estos autores han realizado diversas medidas de magnetismo remanente en estos depósitos, caracterizados por una secuencia de cinco muestras de polaridad normal, que unido a la posición relativa de la terraza, podrían situar tentativamente a este nivel en el Cron Olduvai. En el mismo complejo kárstico, pero en la Cueva de los Huesos, se han descrito también depósitos de origen fluvial, compuestos por gravas coronadas por un espeleotema de espesor decimétrico que contiene restos de mamíferos fósiles (Torres *et al.*, 2005). Estos depósitos se encuentran a una altura relativa respecto al cauce del Río Lozoya de +45 m, según Cabra *et al.* (1983), o de +38 m, según Torres *et al.* (1995).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Según Cabra et al. (1983) la fauna encontrada correspondería al Pleistoceno medio antiguo, cerca del límite con Pleistoceno Inferior. Por otro lado, Torres et al. (1995), apoyan este dato paleontológico con una datación numérica por ESR cifrada en 981 ± 76 ka BP, realizada en un espeleotema potente de otra cueva (Cueva 27), que dichos autores correlacionan con el espeleotema de la Cueva de los Huesos (Torres *et al.*, 1995). Aunque estos datos podrían sugerir una edad antigua para los depósitos de terraza situados a +45/+38 m, cabe destacar que terrazas de otros valles de la cuenca de Madrid, situadas en una posición morfológica equivalente, sugieren edades más modernas, estimadas en 300-350 ka según datos paleontológicos (terrazza a +40 m del Río Tajo en Toledo, (Santonja y Pérez-González, 2001), con edades >350 ka BP mediante U/Th (terrazza a +40 m del Río Henares, (Ordoñez *et al.*, 1990), o en 301 ± 61 ka BP utilizando racemización de aminoácidos en travertinos (Ortiz *et al.*, 2009). También cabría reseñar que los datos paleontológicos encontrados en la Cueva de los Huesos, según Sese y Ruiz Bustos, (1992) y Morales *et al.*, (1993), no aportan datos concluyentes que permitan correlacionar dicha asociación faunística con el Pleistoceno Medio antiguo o con el Pleistoceno inferior.

4.2.3.5. Datación de dos terrazas rocosas del Río Lozoya mediante los isótopos cosmogénicos be-10 y al-26.

Poder establecer la cronología de las terrazas rocosas es problemática debido a la ausencia de depósitos sedimentarios. Por ello, en este trabajo se ha optado por aplicar la técnica de datación por isótopos cosmogénicos, la cual permite estimar la edad de exposición de una superficie erosiva, como son las terrazas rocosas (Gosse and Phillips,

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

2001). De este modo, en este estudio se presentan los primeros datos numéricos de la edad mínima de exposición de dos terrazas rocosas del Río Lozoya mediante los isótopos cosmogénicos ^{10}Be y ^{26}Al .

Las terrazas rocosas TE15 (+62-64m) y TE17 (+42-46m) fueron muestreadas, con objeto de datar su edad mínima de exposición a partir de su formación mediante isótopos cosmogénicos. Para poder calcular las edades de exposición y sus tasas de erosión se ha usado una modelización inversa de chi-cuadrado para ajustar los valores medidos de ^{10}Be y ^{26}Al en modelos de perfiles de profundidad (Siame *et al.*, 2004; Braucher *et al.*, 2009; Rodés *et al.*, 2011; Balco *et al.*, 2013; Rodés *et al.*, 2013; Figura 4.26).

Las terrazas mejor conservadas y menos afectadas por procesos de erosión y meteorización se encuentran entre el Pleistoceno Inferior-Medio y están localizadas en la zona de aguas abajo de la Presa de Pinilla y de la Presa del Atazar. Por lo tanto, se escogieron estas áreas para el muestreo. La primera zona está ubicada en la zona del Atazar, en la terraza TE15 (+62-64m, 0,042 km², muestras 75AP02 y 75AP03), que se desarrolla sobre rocas graníticas del Pérmico. La correlación de esta terraza rocosa con niveles equivalentes situados en el valle del Jarama, sugiere una edad alrededor del Pleistoceno Inferior (Pérez-González *et al.*, 1994; Karampaglidis *et al.*, 2011). Las superficies graníticas de estas terrazas normalmente están afectadas frecuentemente por fenómenos de meteorización. Durante el muestreo se intentaron evitar estas zonas, recogiendo las muestras en los puntos mejor conservados (Karampaglidis *et al.*, 2011). Para esta terraza los datos del modelo del perfil de la profundidad (Figura 4.27) se encuentra dentro de las edades >232 ka, con tasas de erosión entre 18 y 19 mm/ka. El mejor ajuste se localiza en zonas de saturación (con un mejor ajuste de $t=\infty$ y tasa de erosión de 19 mm/ka). Respecto a la segunda zona de muestreo, se escogió el área a la

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

salida de la Presa de Pinilla, en la terraza TE17 (+42-46m, 0,055 km², muestras 45P02 y 45P03), la cual se desarrolla sobre rocas metamórficas paleozoicas (ortoneises y leuconeises). El nivel equiparable a este nivel de terraza en el valle del Río Res situada alrededor del Pleistoceno medio (Pérez-González *et al.*, 1994; Karampaglidis *et al.*, 2011). Para esta terraza los datos del modelo del perfil de la profundidad que se han obtenido arrojan >140 ka, con tasas de erosión entre 7 y 9 mm/ka, y su mejor ajuste se localiza en zonas de saturación (con un mejor ajuste de $t=\infty$ y tasa de erosión de 9 mm/ka). Las concentraciones de ambos perfiles muestran ratios ²⁶Al/¹⁰Be parecidos al ratio de producción lo que sugiere modelos de exposición simples (sin largos periodos de enterramiento). De este modo, los datos obtenidos en este trabajo indican que las terrazas muestreadas son superficies antiguas (TE15 >235ka y TE17 >140ka) y que están siendo erosionadas a una velocidad relativamente alta para superficies de roca. Además, según los datos obtenidos los granitos parecen presentar unas tasas de erosión más altas que los de neises (casi doble).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

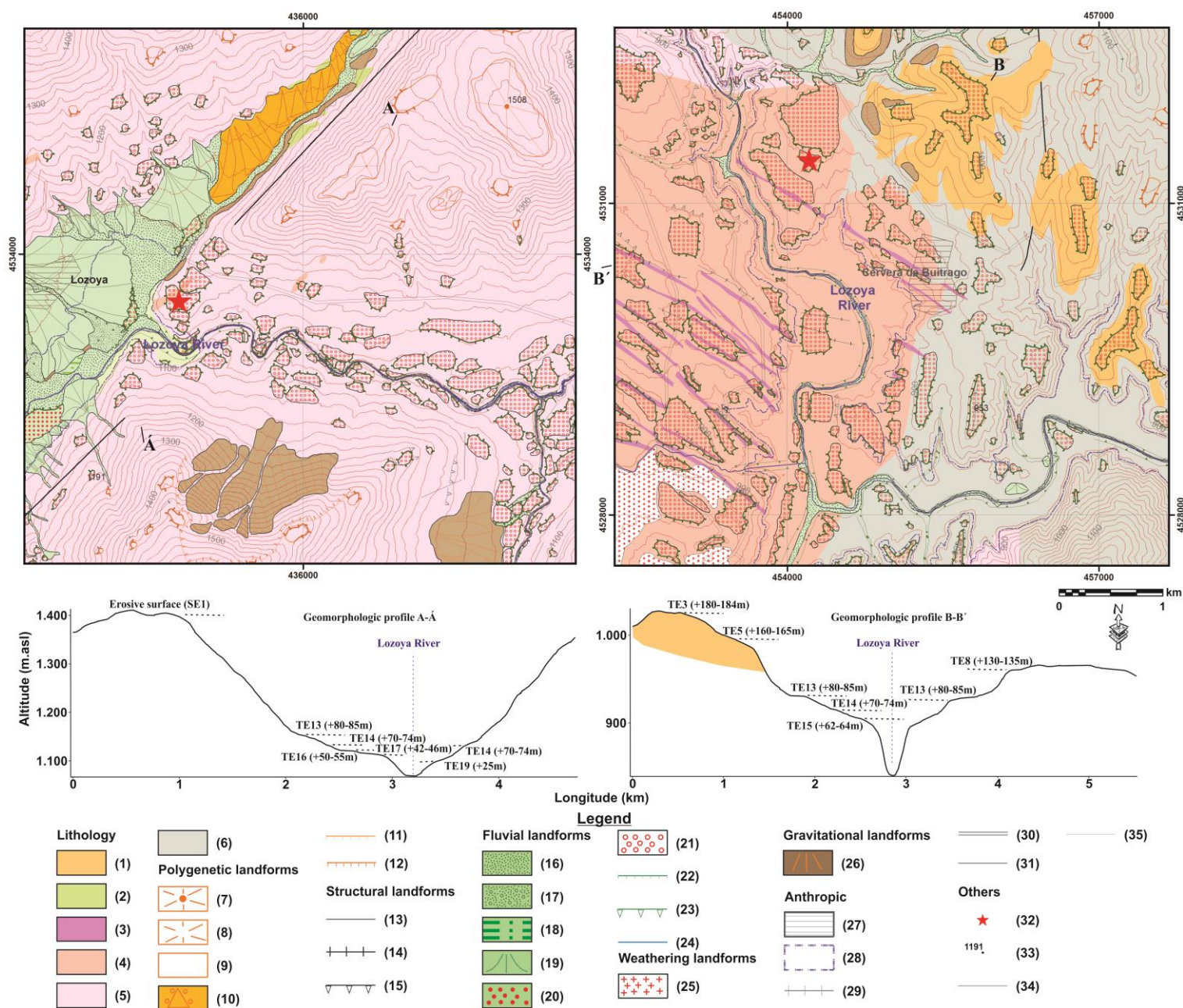


Figura 4.26. Mapa geomorfológico y perfiles geomorfológicos en las zonas de muestreo. Leyenda: (1) Neógeno (bloques, cantos, arenas y arcillas), (2) Mesozoico (areniscas, arenas, dolomías y lutitas), (3) Pérmico (rocas filonianas), (4) Pérmico (granitos y adamelitas) (5) Ordovícico (ortoneises y leuconeises), (6) Paleozoico (paraneises, esquistos, metasamitas, pizarras negras y cuarcitas), (7) Relieve residual tipo Monadnock, (8) Cerro alomado, (9) Rellano, (10) Glacis Coluvial, (11) Reborde poligénico, (12) Cabecera, (13) Falla, (14) Resalte, (15) Escarpe estructural, (16) Fondo del valle, (17) Fondo de valle torrencial, (18) Llanura

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

aluvial, (19) Abanico Aluvial, (20) Terraza con depósito, (21) Terraza erosiva, (22) Reborde fluvial, (23) Escarpe Fluvial, (24) Red de drenaje, (25) Arenitización, (26) Coluvión, (27) Municipios, (28) Embalse, (29) Ferrocarril, (30) Carretera, (31) Autopista, (32) Zonas de muestreo, (33) Cota altimétrica en m.snm, (34) Curvas de nivel maestras (equidistancia 100 m), (35) Curvas de nivel intermedias (equidistancia 20m).

Figure 4.26. Geomorphologic map of the sampling area. Legend: (1) Neogene (boulders, cobbles, gravels, sands, silts and clays), (2) Mesozoic (sandstone, sand, dolomite and lutites), (3) Permian (hypabyssal rocks), (4) Permian (granites and adamellites), (5) Ordovician (ortogneiss and leukogneiss), (6) Paleozoic (paragneiss, schist, psammite, black slate and quartzite), (7) Monadnock residual relief, (8) Conical hill, (9) Polygenic erosive bed plane, (10) Colluvial pediment, (11) Polygenetic scarp, (12) Erosion headward watershade, (13) Fault, (14) Mark, (15) Structural scarp, (16) Fluvial floor valley, (17) Torrential fluvial deposit, (18) Floodplain, (19) Alluvial fan, (20) Fluvial terrace with deposit, (21) Rock terrace, (22) Fluvial scarp, (23) Fluvial scarp, (24) Drainage network, (25) Granite high weathering zone, (26) Colluvium, (27) Urban area, (28) Dam, (29) Railroad, (30) Roads, (31) Highway, (32) Sampling areas, (33) Elevation (m.asl), (34) Index contour line (100 m), (35) Intermediate contour line (20 m).

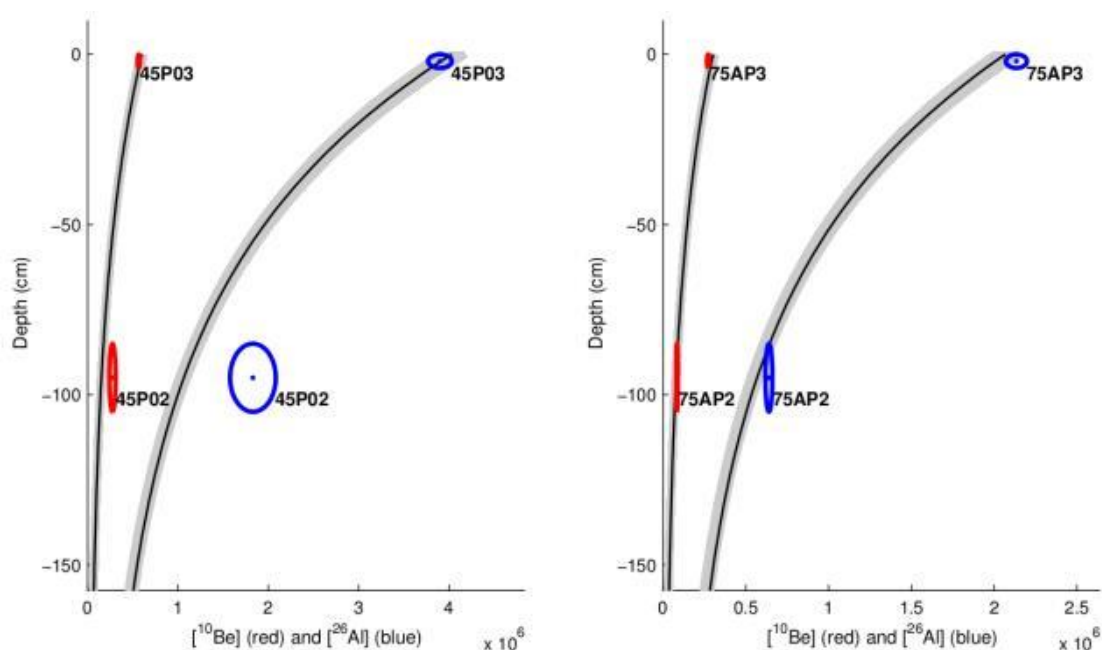


Figura 4.27. Perfiles de concentración de ^{10}Be y ^{26}Al en profundidad. Las elipses representan las incertidumbres de concentración y de la profundidad a la que fueron tomadas las muestras.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Los modelos que mejor se ajustan a los datos están representados por líneas negras, y los modelos que se ajustan a los datos con niveles de confianza de 1 sigma están representados por líneas grises.

Figure 4.27. ^{10}Be and ^{26}Al sample concentrations vs. depth. Error ellipses include concentration and depth uncertainties. Best fit of exposure models are depicted by black lines. Models that fit the measured dataset within 1sigma confidence level are depicted by grey areas.

4.2.4. Morfologías glaciares y periglaciares

Este tipo de morfologías se encuentran en la zona de cumbres de la Sierra de Guadarrama, Sierra de Somosierra y Sierra de Ayllón en altitudes entre 1600-2400 m.snm (Figura 4.20 y 4.22) formando un “glaciarismo de montaña”. Estas formas están muy mal conservadas, y se corresponden a círcos glaciares degradados (donde aparecen pulidos, umbrales, lagunas de sobreexcavación, ombligos colmatados desarrollando turberas, etc.) y zonas de descarga definiendo arcos con depósitos morrénicos y sólo excepcionalmente, complejos de lengua. En el Macizo de Peñalara y Peña Cabras en la Sierra de la Cuerda Larga, son las zonas donde tuvieron su máximo desarrollo los glaciares (Centeno *et al.*, 1983; Pedraza y Carrasco, 2006; Palacios *et al.*, 2011). La mayoría de las morfologías periglaciares identificadas son de compleja cartografía a la escala de estudio, por lo que han sido incluidas como morfologías periglaciares los nichos de nivación y los depósitos de turbera (Arenas Martín *et al.*, 1991; Bellido *et al.*, 1991b).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.5. *Morfologías lacustres y endorreicas*

Áreas con depresiones suaves y con encharcamiento temporal (navas) debido a procesos de hidromorfismo y meteorización. También pequeños lagos glaciares se han identificado en la zona del Pico de Peñalara en la Sierra de Guadarrama.

4.2.6. *Meteorización química en rocas carbonatadas, cristalinas y silíceas*

Procesos de meteorización en nuestra zona de estudio se identificaron en las rocas carbonatadas del Cretácico Superior (dolomías y calizas). La acción del Río Lozoya es el factor dominante para el desarrollo del sistema kársticos en las zonas del Alto valle del Lozoya y la Cueva del Reguerillo. Estos sistemas forman parte de un complejo de galerías y conductos kársticos colapsados y degradados por la acción fluvial de la red de drenaje local y controlado por elementos lito-estructurales. También se han identificado desplomes y derrumbes como consecuencia de la meteorización y degradación de los dolomías del Cretácico Superior.

En las cuevas de Reguerillo y del Pinilla del Valle se registraron depósitos alóctonos de origen fluvial relacionados con los niveles vadosos durante la formación del karst y sedimentos autóctonos, formados por procesos hídricos y la gravedad (coluviones y debris) (Figura 4.28, 4.29 y 4.30). En los sedimentos de estas dos cuevas se ha localizado un registro arqueo-paleontológico reseñable (Torres *et al.*, 2005; Pérez-

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

González *et al.*, 2010). El exokarst en el área de Pinilla del Valle (Alto Valle del Lozoya) constituye un karst fósil del Pleistoceno Medio-Superior donde se encuentran preservados los yacimientos kársticos del Calvero de la Higuera. Su complejidad queda confirmada por su morfo-estratigrafía donde se reflejan varios episodios de sedimentación y de vaciado (Pérez-González *et al.*, 2010). El complejo de galerías y cuevas de Reguerillo se ha formado y ha funcionado durante el Pleistoceno Inferior-Medio (Torres *et al.*, 2005).

En la zona de la Cabrera se identificaron morfologías por meteorización sub-superficial en granitos paleozoicos, dando lugar a formas de crestas, domos, *tors*, bolos graníticos, zonas de arenitización, y otras formas como pilas o marmitas (en el curso del agua), piedras caballeras, pavimentos, canalones y agrietamientos. Los relieves graníticos mayores están relacionados con procesos antiguos durante el Oligoceno-Mioceno-Plioceno o la formación de la secuencia cuaternaria cuando la denudación sub-superficial actual degrada dichas superficies (Figure 13; Centeno, 1988; Pedraza, 1989).

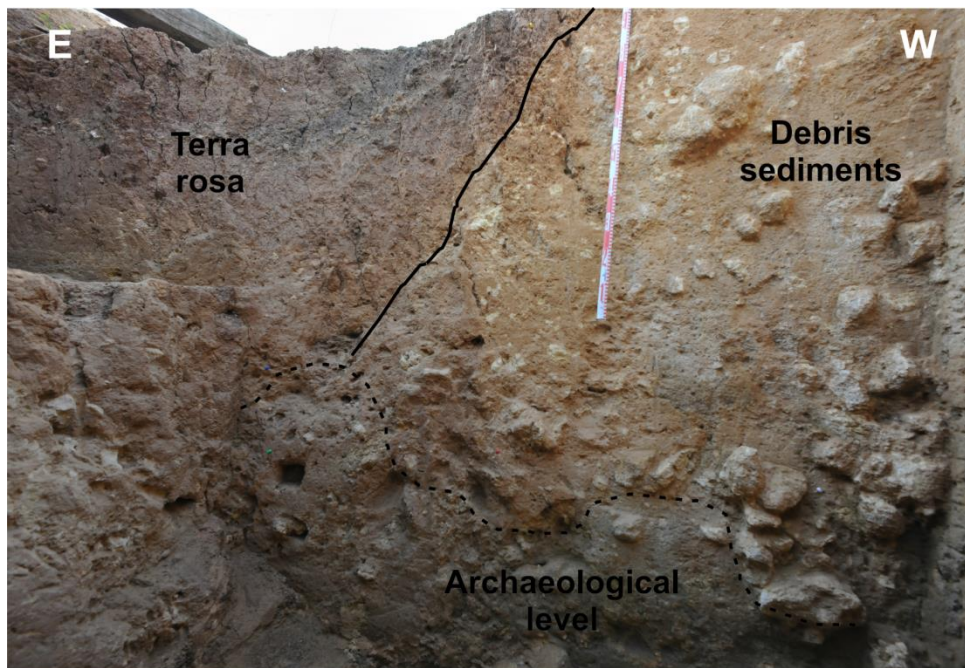
4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO



Figura 4.28. A,B, y C) Formas de meteorización química en rocas carbonatadas. D, E, F, G y H) Formas de meteorización química en granitos.

Figure 4.28. A, B and C) Weathering forms on Upper Cretaceous Limestones. D, E, F, G and H) Weathering forms on Paleozoic Granites.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.30. Formas de meteorización química en rocas carbonatadas del Cretácico Superior con depósitos de rellenos cuaternarios en el complejo kárstico del Pinilla del Valle.

Figure 4.30. Weathering forms on Upper Cretaceous Limestones and Quaternary infilling deposits in the karst system of Pinilla del Valle.

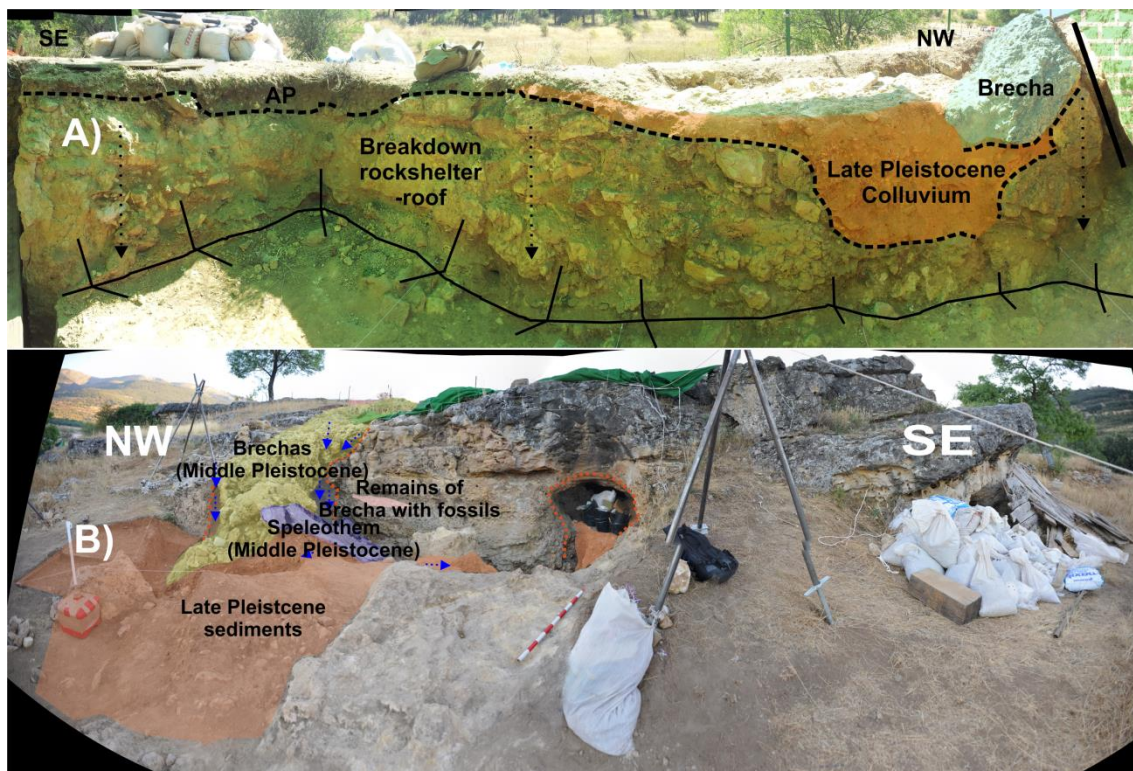


Figura 4.29. A y B. Formas de meteorización química en rocas carbonatadas del Cretácico Superior con depósitos de rellenos cuaternarios en el complejo kárstico del Pinilla del Valle.

Figure 4.29. A and B) Weathering forms on Upper Cretaceous Limestones. Quaternary infilling deposits in the karst system of Pinilla del Valle.

4.2.7. Formas poligénicas o de difícil adscripción

La mayor parte de las morfologías poligénicas corresponden a superficie de erosión, degradadas en mayor o menor medida, desarrolladas con anterioridad al establecimiento de la red de drenaje actual. Debido a la importancia de estas morfologías para la

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

compresión de la evolución del relieve del Sistema Central, estas morfología se tratan con mayor detalle en el Capítulo 6 de la presente Tesis Doctoral, realizando en el presente epígrafe tan sólo una breve descripción. Las superficies clasificadas más antiguas se corresponden en planicies degradadas y retrabajadas pre-cuaternarias (Biot y Solé Salaris, 1954; Pedraza, 1978; Garzón, 1980; Fernández, 1987). Las más arcaicas son las superficies de “Cumbres”, localizadas y preservadas en las cadenas montañosas de la Sierra de Guadarrama y de la Sierra de Somosierra entre altitudes de 2.250 hasta 1.275 msnm. Su pobre estado de preservación y la falta de sedimentos se hacen muy difícil y complicado el proceso de su correlación con las unidades sedimentarias de las cuencas cenozoicas, con objeto de establecer su marco crono-estratigráfica. La mayoría de los modelos sobre la evolución de relieve en esta zona proponen que estas superficies son el resultado de la deformación durante la orogénesis Alpina de una superficie Pre-Alpina (Panplain) (Pedraza, 1978; Garzón, 1980; Fernández, 1987). Estas morfologías se preservan en el relieve como planicies erosivas, rellanos, montes islas de cumbre plana y relieves residuales tipo Monadnock. Por debajo de estas superficies se identificaron 4 niveles erosivos que se formaron entre Oligoceno-Mioceno Inferior hasta el Plioceno (Benito-Calvo y Pérez-González, 2012). Estos niveles normalmente se localizan como superficies erosivas deformadas y degradadas, pedimentos remodelados, rellanos, montes islas de cumbres planas, montes isla lineal, lomas, domos y cerros cónicos (Figuras 4.20 y 4.32).



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.31. Vista panorámica en la zona de Miraflores de la Sierra donde se aprecian morfologías de relieves residuales y la secuencia de pedimentos degradados erosivos.

Figure 4.31. Panoramic view in the Miraflores de la Sierra area where residual relieves and a sequence of erosive pediments are identified.

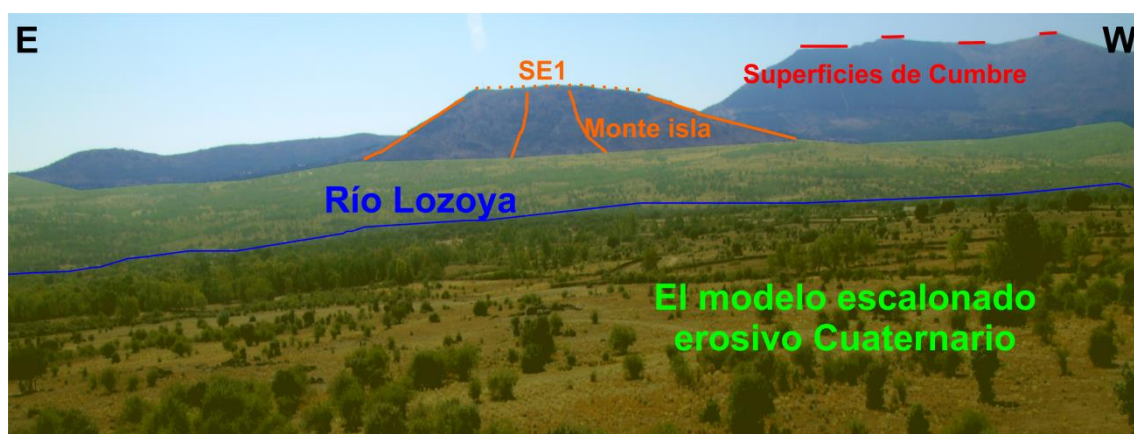


Figura 4.32. Vista panorámica en la zona de Gargantilla de Lozoya donde se aprecian morfologías de relieves residuales, la secuencia de superficie de Cumbres y el modelo escalonado Cuaternario.

Figure 4.32. Panoramic view in the Gargandilla de Lozoya area where residual relieves, the sequence of the erosive Cumbres surfaces and the Quaternary erosive staircase model are identified.

4.2.8. Analisis geomorfológico del karst de Pinilla del Valle en el Alto Valle de Lozoya (Comunidad de Madrid, España)

4.2.8.1. Introducción

La comprensión del karst del Pinilla del Valle constituye un punto clave para poder entender la evolución cuaternaria de la cuenca de drenaje del Río Lozoya. Esta

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

desarrollado sobre en morfologías tipo cuesta que están preservadas de la erosión en rocas carbonatadas del Cretácico superior en el alto valle del río Lozoya. En sus galerías se ha identificado una rica asociación faunística de vertebrados, restos de molares humanos e industria musteriense (Alfárez *et al.*, 1982; Arsuaga *et al.*, 2006; Huguet *et al.*, 2010; Pérez-González *et al.*, 2010; Arsuaga *et al.*, 2012; Marquez *et al.*, 2013). Tiene un desarrollo complejo y multinivel formado mediante controles lito-estructurales y condicionado por la red de drenaje local (río Lozoya, arroyo de Lontanar y arroyo de Valmaillo) que va dejando un sistema enrevesado de galerías de cueva (Cueva de Camino; Cueva de Buena Pinta; Cueva de Des-Cubierta) y abrigos. Su edad está ubicada entre el Pleistoceno Medio hasta el presente, donde se identificaron varios procesos geológicos, como erosión, sedimentación, colapsos, deformación de sedimentos, desplomes y derrumbes de sus paredes y sus techos (Figura 4.12).

4.2.8.2. La litología del subsuelo

La roca madre donde se desarrolla el karst de Pinilla está constituida por depósitos marinos del Cretácico Superior que presentan una ordenación secuencial y localizada sobre depósitos de origen fluvio-deltaica del Cretácico Inferior que están en contacto con neises del Varisco por medio de fallas. En la actualidad los materiales que constituyen el Calvero de La Higuera y las áreas adyacentes están constituidos por dolomías con intercalaciones de margas. La secuencia cíclica marina se ha formado durante los importantes cambios eustáticos durante el Cretácico (Gil *et al.*, 2010; Perez-Gonzalez *et al.*, 2010) donde se pueden observar tres formaciones, una inferior margosa, otra media de carbonatos y otra superior de carbonatos cementados. Así que estas formaciones van a tener un comportamiento diferencial respecto a la erosión durante la

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

formación del complejo kárstico de Pinilla. El término inferior margoso es más blando, y por tanto más erosionable, por lo que a su favor se producen los máximos entrantes en el relieve. En el término intermedio, formado por carbonatos más solubles y originalmente más porosos, se concentra el mayor potencial de disolución. En el término más cementado y por tanto más resistente a la erosión, se forman morfologías tipo “cejas” o “resaltes” (Pérez-González *et al.*, 2010).

4.8.2.3. Las cavidades del complejo sistema karstiko del Pinilla del Valle

4.8.2.3.1. El Sistema de galerías de Camino.

El sistema de galerías de Camino está formado por la acción fluvial del Arroyo de Valmaillo (Figura 4.12). Actualmente este sistema está desmantelado, colmatado y degradado por sedimentos autóctonos de origen gravitacional localizados superpuestos en depósitos alóctonos de origen fluvial. En la parte de la galería inferior (GIC; Figura 4.33) donde se localizaron los yacimientos de Camino se constatan desplomes de techo que reposan sobre sedimentos que rellenan una antigua cavidad, donde en una primera observación no es posible determinar si es un abrigo o una galería de cueva (Arsuaga *et al.*, 2006; Pérez-González *et al.*, 2010).

Durante las campañas de excavación de los yacimientos del Pinilla del Valle de 2010 hacia el Este del yacimiento del Camino se descubrió una galería que se conecta con la Cueva de Camino en el sector oriental (Figura 4.33). La galería (galería principal de Camino, GPC; Figura 4.33) localizada tiene una dirección general de NW-SE, con una área identificada que hasta ahora llega a unos 105,7m² y con una profundidad máxima a unos 4m (aprox.). A lo largo de la galería se realizaron 3 sondeos como puntos de

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

control estratigráfico. Lo primero (SC1) se hizo en la parte más alta de la galería descubierta (Figuras 4.33 y 4.34) con unas dimensiones de 3m de ancho, 2m de largo y 2m de profundidad.

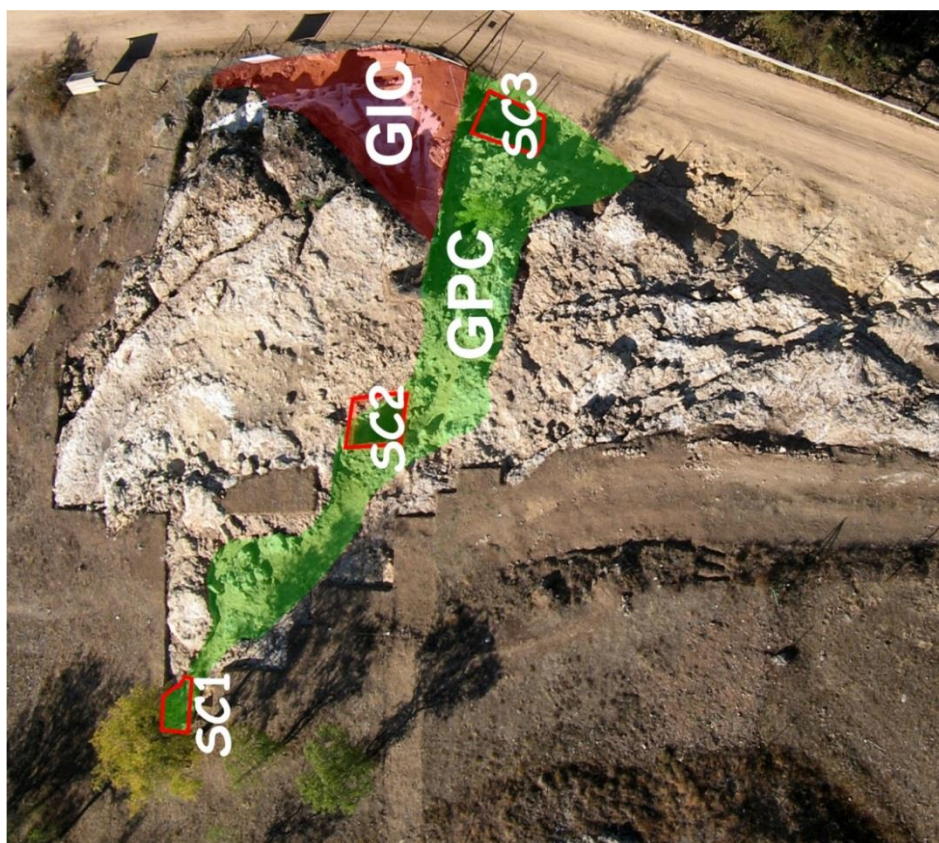


Figura 4.33. Foto aérea donde se aprecia el sistema de cavidades dismantelado en la zona del yacimiento de Camino y los sondeos realizados para realizar control morfo-estratigráfico.

Figure 4.33. Aerial photo of the dismantled cavities system in the Camino site aerea and the morfo-stratigraphic probings.

Respecto al segundo (SC2; Figuras 4.33 y 4.35) se hizo entre SC1 y el yacimiento de Camino con unas dimensiones de 3m de ancho, 2,5 de largo y 4m de profundidad. Lo tercero (SC3) se hizo en la zona septentrional de la planta de la excavación de los yacimientos de Camino en la parte inferior de la galería dismantelada (Figuras 4.33 y 4.36). En los sondeos se realizaron análisis por fluorescencia de rayos X de análisis

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

cuantitativo de elementos mayoritarios (CENIEH; anexos). Los sedimentos en el sondeo SC1 corresponden en niveles fluviales (Pérez-González *et al.*, 2010). Estos depósitos se encuentran deformados y aplastados por la caída del parte de techo de la galería (GPC). La ausencia de sedimentos autóctonos en este sector nos indica que la caída surgió antes del relleno y la colmatación de los dichos depósitos en el área septentrional de la excavación (Figura 4.36).

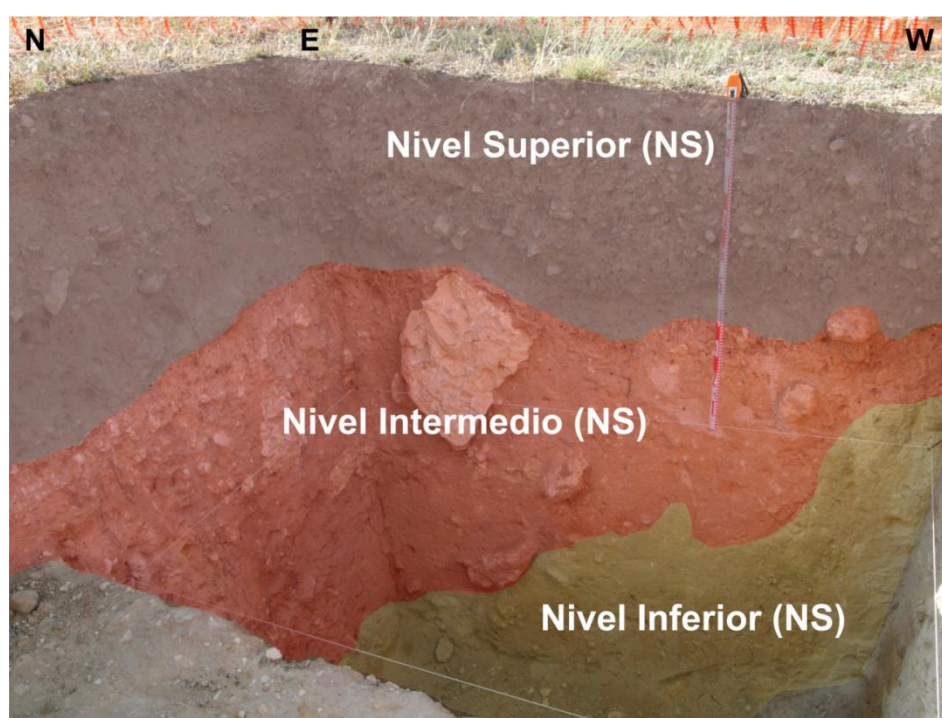


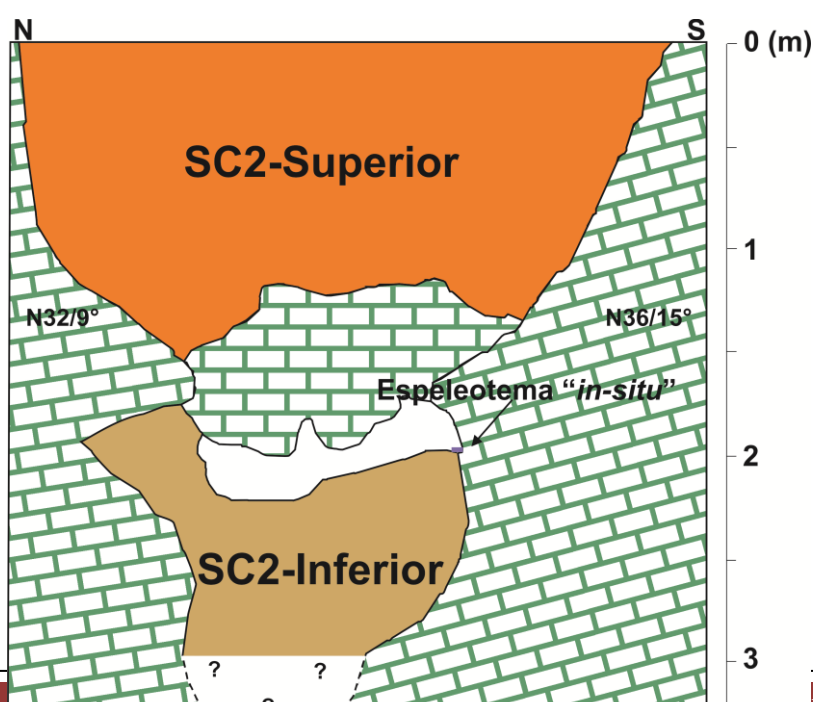
Figura 4.34. Estratigrafía en el sondeo SC1.

Figure 4.34. Stratigraphic section in the SC1 probing.

Los depósitos identificados en el sondeo SC2 tienen un carácter autóctono y los hemos dividido en dos términos según su morfoestratigrafía. En su muro facies autóctonas (SC2-inferior) que se tratan de arcillas oscuras, limos y arenas con fragmentos escasos angulares de dolomías y espeleotemas que su eje mayor llega hasta unos 10 cm. Los fragmentos de espeleotemas son parte de un estalagmita cuyas evidencias se encuentran

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

en la misma cota que el techo de dicho depósito en contacto con la roca caja en posición horizontal “*in-situ*” (Figura 4.35). Su composición mineralógica revela contaminación de sedimentos alóctonos (anexos). Su espesor máximo visto es de 100 cm (aprox.). La dirección de deposición es de Oeste a Este. El segundo término (SC2-superior) reposa directamente sobre la roca caja (dolomías). Este depósito está constituido por limos-arenas de color rojo-pardizo con grandes bloques angulosos de dolomías que en algunos casos presentan ejes mayores que llegan a alcanzar los 60 cm llega a alcanzar los 60 cm. Su composición mineralógica y su geometría de la sedimentación indica un relleno continuo de aportes laterales transportados principalmente por su gravedad que van colmatando la galería cuyo origen está relacionada con procesos de fragmentación de los dolomías que se encuentran en la superficie por disolución y factores climáticos. Su espesor es de 200 cm (aprox.). Su morfología circular en planta, en la superficie y del tipo de depósitos que van rellenando la galería, podría representar una pequeña dolina cuyo diámetro alcanzaría a unos 3 metros como parte de una galería con un sistema de dolinas (figura 4.33).



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.35. Estratigrafía en el sondeo SC2.

Figure 4.35. Stratigraphic section in the SC2 probing.

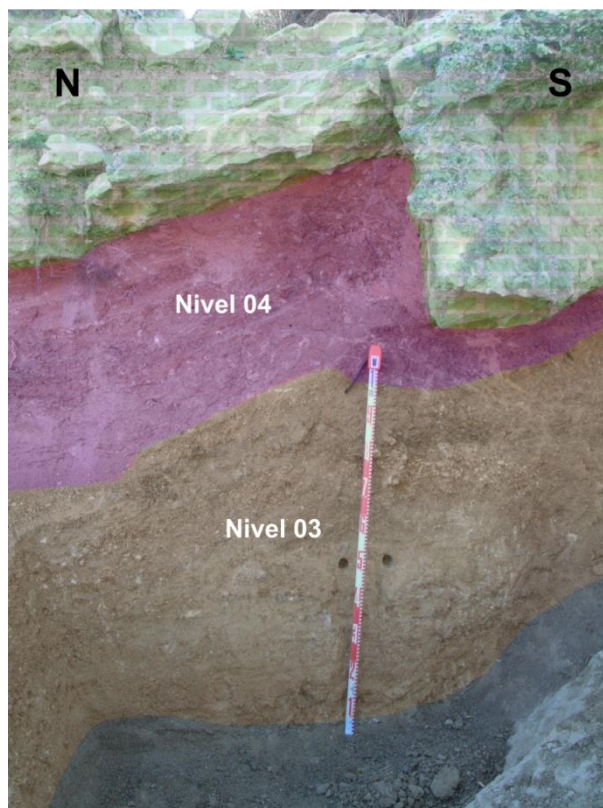


Figura 4.36. Estratigrafía en el sondeo SC3.

Figure 4.36. Stratigraphic section in the SC3 probing.

Los sedimentos del sondeo SC1 está constituido por tres niveles. Su nivel superior es un suelo bioturbado de color marrón oscuro constituido por un sedimento limoso que engloba fragmentos angulosos de dolomías heterométricos. Su espesor unos 75 cm. El siguiente nivel, nivel intermedio, representa facies autóctonas, compuesto por sedimentos limosos de color rojizo con concreciones calcáreas por la disolución de los fragmentos dolomíticos y bloques angulosos. Su espesor máximo conocido puede llegar tener hasta los 135 cm y se va incrementando progresivamente hacia el Este con una

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

dirección de Oeste a Este. El último nivel conocido en este sondeo es el nivel inferior que por su composición mineralógica (anexos) parece que pertenece en facies de origen alóctona. Este nivel de color amarillento, está constituido por sedimentos arenos-arcillosos, arcillas prismáticas con gravas fluviales metamórficas (neis) y concreciones calcáreas por la disolución de los fragmentos dolomíticos del nivel superior. Su espesor conocido llega hasta unos 100 cm (aprox.). En este nivel se han identificado deformaciones (inyecciones) relacionadas con su alta hidroplasticidad y la caída de bloques englobados en el nivel intermedio. Su origen no está muy bien establecido por falta de datos de profundidad. Posiblemente su espesor sigue mucho más. Por su textura y su litología homogénea (neis) indican su origen relacionada con el arroyo de Valmaillo. Este nivel podría representar los términos finales de la sedimentación fluvial, en facies de llanura de inundación de unos depósitos que están colgados unos +17 m sobre del Río Lozoya y unos 12-13m del arroyo de Lontanar (Figura 4.12). La morfología donde se engloban los sedimentos del sondeo SC1 podría ser un abrigo desmantelado o la posible entrada de una cavidad colmatada, conectado mediante la galería principal (GPC) con los niveles de cavidad inferior donde se encuentran los yacimientos de Camino. Hemos llegado a esta conclusión por la presencia de un resalte estructural continuo lateralmente de dirección NW-SE y la ausencia de espeleotemas.

4.2.8.3.2. El abrigo de Navalmaillo

Es un abrigo de grandes dimensiones cuyo eje podría alcanzar a unos 35 metros de longitud de dirección NW-SE, desmantelado, colmatado de sedimentos y colgado unos 8 m sobre el valle del arroyo de Valmaillo, situado a unos 100 m al sur de las galerías de Camino (Pérez-González *et al.*, 2010).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Los depósitos identificados de base a muro son sedimentos de origen fluvial (Terraza aluvial +7m sobre el arroyo de Lontanar), siendo este nivel fluvial coetáneo con los aluviones de terraza del yacimiento de Camino que como se ha significado antes tiene una edad de finales del MIS 6. Sigue el nivel arqueológico que dispone de dos fechas por TL, con cronologías de 71.6 ± 5.0 y 77.2 ± 6.0 ka BP, que indican una edad del MIS 5a o principio del MIS 4. Finalmente se encuentran bloques desplomados y coluviones cuya edad se engloba entre el Pleistoceno Superior hasta el Holoceno (Figura 4.37; Pérez-González *et al.*, 2010).

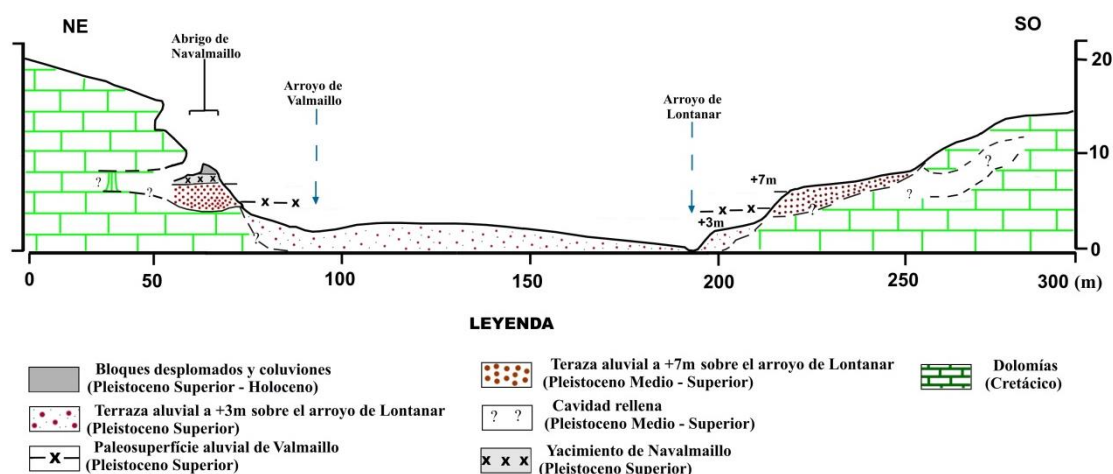


Figura 4.37. Corte geomorfológico transversal NE-SO al valle de los arroyos del Valmaillo y Lontanar, que precisa la relación entre terrazas y los depósitos del abrigo de Navalmaillo (Pérez-González, 2010).

Figure 4.37. Geomorphologic transversal section NE-SO at the valley of the Valmaillo and Lontanar streams and the correlation between the stream terraces and the rock-shelter deposits (Pérez-González, 2010).

En este trabajo se va a enriquecer el registro sedimentológico con nuevos datos posteriores al trabajo de Pérez-González *et al.*, 2010 como se va a ver en los cortes geomorfológicos (Figura 4.38). En el perfil geomorfológico B-B' se realizaron dos

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

sondeos uno al parte interior del yacimiento y otro en la parte exterior. En el sondeo interior (SI1-NV; Figura 4.38) su estratigrafía desde abajo hacia arriba es la siguiente:

Unas facies fluviales (nivel (H), nivel FL (a), nivel FL (b), nivel FL (c) y nivel de arcillas (N-ar); Figura 4.38).

Nivel (H): Nivel arcillo-arenoso (en su base arcilloso hacia su techo arenoso), color marrón oscuro-negro, de origen fluvial. Presencia de industria lítica, macrofauna y carbones. Su geometría sedimentaria es de un lentejón y se puede definir como parte de la estructura interna del nivel FL (a). Su espesor máximo llega a unos 20 cm (aprox.).

Nivel FL (a): Cantos subangulosos, enlogados, con gravas mal graduadas, gruesas-medias subangulosas, polimícticas de origen de rocas metamórficas, arenas y arcillas.

Presencia de fauna de gran tamaño, orientados claramente hacia la dirección del cauce, tienen la misma orientación que los clastos. Dirección del flujo SE-NW (paralela al eje del abrigo). Su espesor máximo llega a unos 35 cm (aprox.), su estructura es masiva y algunas veces presencia de cantos imbricados. Estructura masiva. Color marrón oscuro.

Nivel FL (b): En su base se encuentran arenas graváquicas, limos y arcillas, polimícticas de origen fluvial, intercaladas con gravas bien graduadas homogéneas, polimícticas, gruesas subangulares que su eje mayor llega hasta unos 4cm (granoselección negativa).

Su dirección del flujo es SE-NW. Su máximo espesor llega hasta unos 24cm (aprox.). Su estructura es masiva con presencia de lentejones. Color marrón oscuro.

Nivel FL (c): Gravas arcillosas gruesas mal graduadas de color marrón oscuro. Su estructura es masiva y su espesor máximo llega hasta unos 40cm. Contiene material alóctono de origen fluvial pero con una estructura y materiales de origen autóctono (algún clasto de carbonatos) que indica signos de un nivel redepositado.

Nivel de arcillas: Arcillas de color marrón oscuro-negro, con alta plasticidad que su máximo espesor llega hasta unos 20cm (aprox.). Posiblemente podría representar los

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

términos finales de la sedimentación fluvial, en facies de llanura de inundación de unos depósitos que están colgados unos +6 m sobre del arroyo de Valmaillo.

Nivel 2F: Clastos y bloques de dolomías en ocasiones alterados que su eje mayor puede superar los dos metros que provienen por el desmantelamiento del techo y de la visera del abrigo y entre los huecos de los bloques están inyectadas por carga e hidroplasticidad las arcillas oscuras. Su máximo espesor puede alcanzar a unos 120 cm (aprox.).

Relleno de diacласa: Es un depósito de claramente de origen autóctono, con clastos subrodeados de caliza que su eje mayor llega hasta unos 10cm, limos y arcillas. Es un depósito que se formó posterior de los niveles antedichos y representa un pequeño relleno al favor de una diacласa.

En el sondeo exterior (SE1-NV; Figura 4.38) su estratigrafía desde abajo hacia arriba es la siguiente:

En su base se identificó un nivel de origen fluvial (Fl (ext)) está constituido por arcillas oscuras, arenas y gravillas, que prácticamente representa las mismas facies fluviales que los niveles fluviales en el sondeo interior.

Por encima de este nivel se encuentran facies autóctonas coluvionares (nivel 2F', nivel de brecha, nivel G, nivel E' y horizonte A').

Nivel 2F': Arcillas oscuras, limos y arenas finas con clastos de dolomías y bloques de dolomías en ocasiones alterados que provienen por el desmantelamiento del techo y de la visera del abrigo. Entre los huecos de los bloques están inyectadas por carga e hidroplasticidad las arcillas oscuras. Este nivel por su textura, composición y posición espacial se podría correlacionar con el nivel 2F. Su máximo espesor puede alcanzar a unos 120 cm (aprox.).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Nivel de brecha: Es un nivel limo-arcilloso con pequeños fragmentos de dolomía de tamaño de su eje mayor 2-3 cm (aprox.) fuertemente cementado y con presencia de fauna e industria lítica. Es un nivel muy local, se ha identificado solo en la parte de perfil occidental del sondeo exterior. Su espesor es muy irregular y podía alcanzar hasta los 10-15 cm (aprox.).

Nivel C'. Nivel limo-arcilloso de 10-15 cm de espesor, sin clastos, masivo, con escaso desarrollo lateral

Nivel D'. Bloques angulares, fragmentados de las dolomías tableadas que su eje mayor podía alcanzar a unos 40-50 cm (aprox.) y están en posición paralela a la paleotopografía. Entre los huecos de sus fragmentos se encuentra el nivel G y el horizonte A'. Su máximo espesor alcanza a unos 30 cm (aprox.).

Horizonte A'. Suelo orgánico, bioturbado, constituido por limos y arcillas de color oscuro con pequeños clastos de carbonatos que su eje mayor llega a unos 4-6 cm (aprox.).

En el sector Sur del abrigo de Navalmaillo las excavaciones empezaron desde el 2009 y se confirmaron las predicciones de los estudios anteriores donde se comentaban de una clara continuación del abrigo y de sus grandes dimensiones (Pérez-González *et al.*, 2010). Así que para poder realizar en este sector un control morfo-estratigráfico se hizo una serie de sondeos. Los depósitos identificados en el sector Sur, y desde arriba hacia abajo son los siguientes (Figura 4.39).

Facies coluvionares, de varios niveles de caída por el desmantelamiento continuo de la visera del abrigo. Estos niveles son bastante parecidos entre ellos mismos y están constituidos por bloques de dolomías que podían alcanzar hasta los tres metros, cantos de dolomías sub-angulares alterados y limos de color rojizo. Su espesor conocido es más de 200 cm (sondeo SE2-NV; Figuras 4.12 y 4.39).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

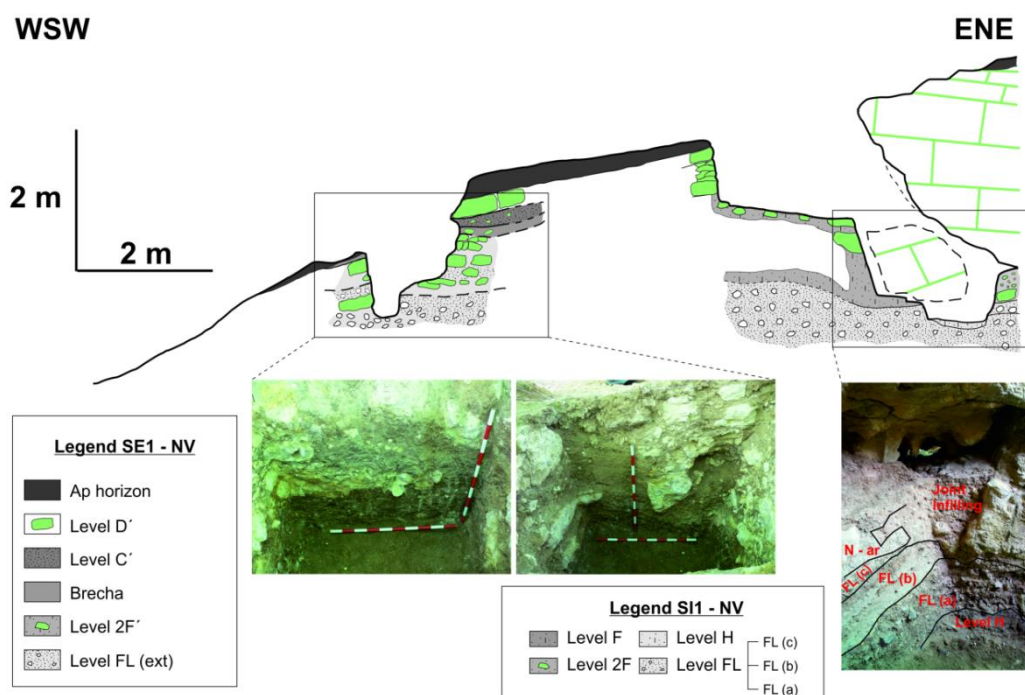


Figura 4.38. Sección geomorfológica transversal B-B' (NE-SO) perpendicular al eje del abrigo de Navalmaillo.

Figure 4.38. Geomorphologic transversal section B-B' (NE-SO) perpendicular at the Navalmaillo rock-shelter axis.



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.39. El sondeo exterior (SE2-NV) del abrigo de Navalmaillo.

Figure 4.39. External probing (SE2-NV) at the Navalmaillo rock-shelter.

4.2.8.3.3. Cueva de la Buena Pinta.

La cueva de la Buena Pinta se sitúa a 80-90 m al sur del abrigo de Navalmaillo. Las excavaciones realizadas desde su descubrimiento en 2002, están revelando una gran complejidad de facies, todas ellas autóctonas, y con relaciones estratigráficas todavía no bien definidas (Figura 4.40).

Las litofacies más antiguas (Pleistoceno medio) están formadas por conglomerados clasto-soportados y brechas de dolomías cretácicas con abundantes restos de huesos de vertebrados (Figura 4.40; Pérez-González *et al.*, 2010).

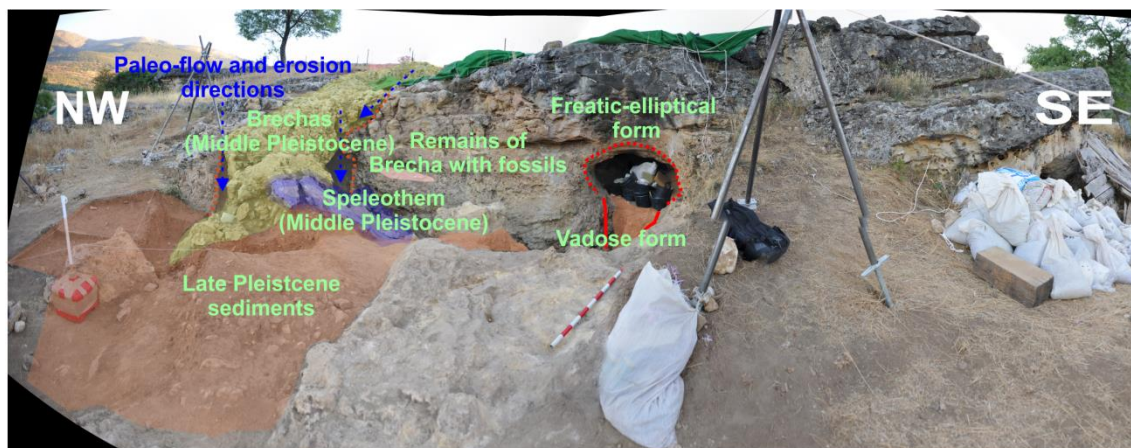


Figura 4.40. Vista panorámica donde se aprecian los diferentes rellenos Pleistocenos en la cueva de Buena Pinta y la sección elíptica con la incisión vadosa.

Figure 4.40. Panoramic view of the Buena Pinta cave with the observed Pleistocene cave infillings and the elliptic section with the vadose incision.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Estas facies rellenan una cavidad cuyo techo ya había desaparecido por alteración, o desplome antes de su relleno (Figuras 4.12, 4.41 y 4.42).

Su dirección es NNE-SSO que es equivalente a la dirección que tiene el desarrollo de la cueva de la Buena Pinta, que ha sufrido también un importante dismantelamiento de techo y paredes, hasta un plano de fractura de dirección de NO-SE. La cueva de la Buena Pinta es de origen freático, con una sección elíptica vista en el plano vertical de la fractura NO-SE, de 1.5 m de eje mayor y 1 m de eje menor situándose a unos 7-8 m sobre el arroyo de Valmaillo (Perez-González *et al.*, 2010).

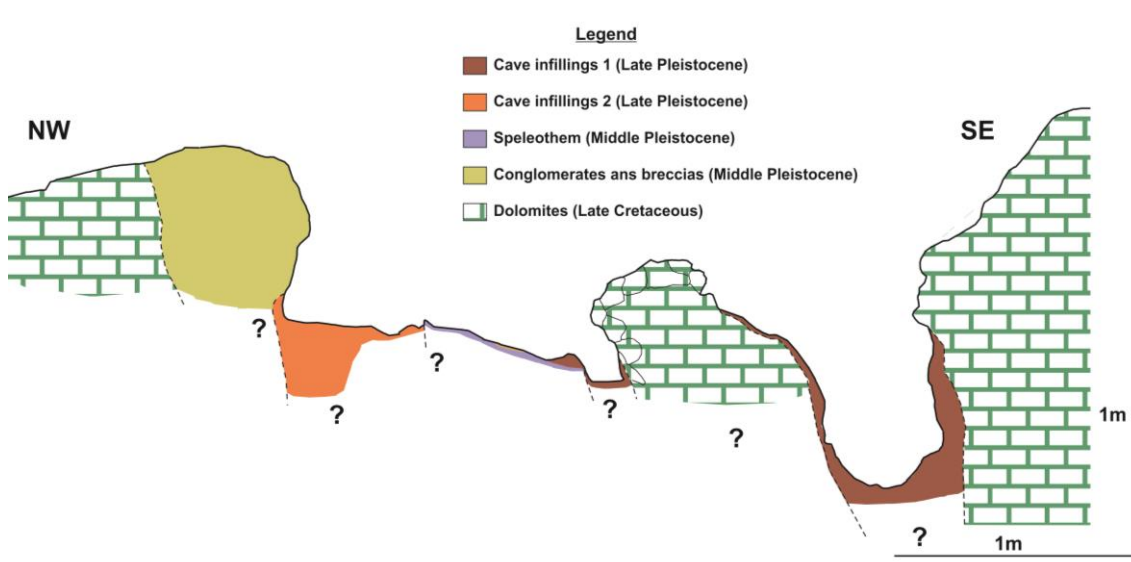


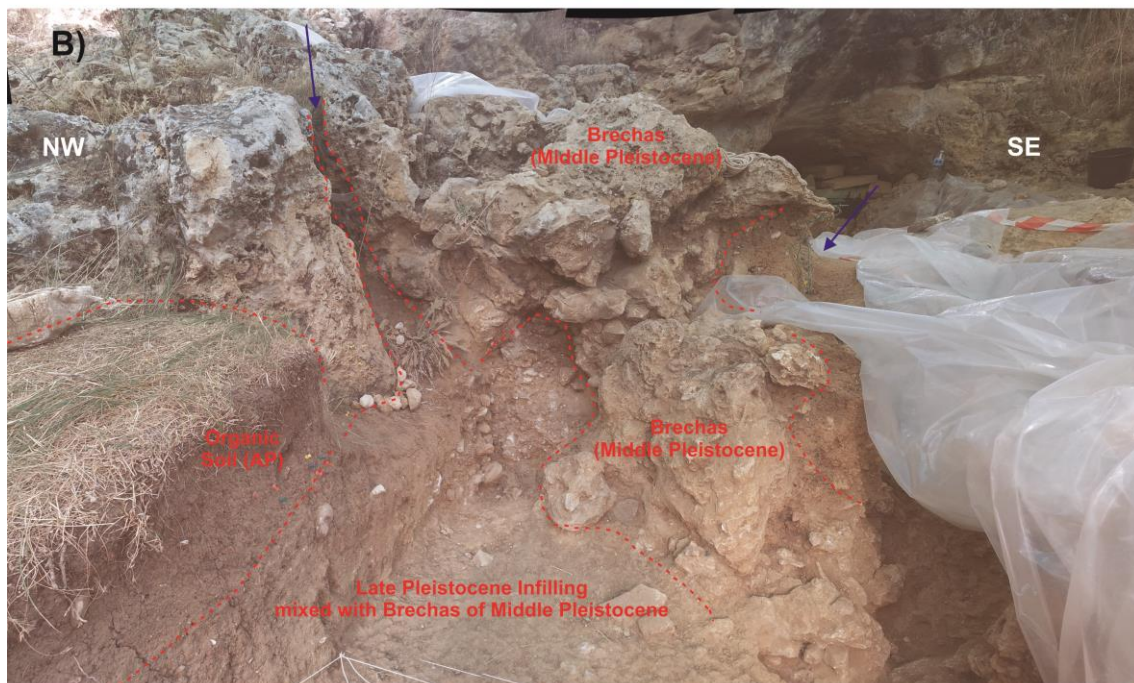
Figura 4.41. Corte geomorfológico NO-SE en el yacimiento de Buena Pinta sobre en la superficie excavada hasta la campaña de excavación 2013.

Figure 4.41. Geomorphologic section NW-SE on the excavation surface until the archaeological campaign 2013 at the Buena Pinta site.

Sin embargo la morfología freática está erosionada por una trinchera vadosa rellena de varios niveles al menos por 1,40 m constituidos por arenas limo-arcillas con clastos dispersos de carbonatos de hasta 40 cm de eje mayor y fauna (Figura 4.40). De la mitad superior de estos depósitos se tiene una cronología por TL de 63.4 \pm 5.5ka BP, que lo situarían en el MIS 4 (Perez-González *et al.*, 2010). Los depósitos precedentes y la boca

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

actual de la cueva de la Buena Pinta estaban cubiertos por coluviones holocenos (Perez-González *et al.*, 2010).



4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figura 4.42. Vista de detalle donde se aprecian los conglomerados (Pleistoceno Medio), las brechas (Pleistoceno Medio) y los diferentes rellenos (Pleistoceno Superior) en la parte occidental de la cueva de Buena Pinta.

Figure 4.42. Detailed view of the Buena Pinta cave with the conglomerates (Middle Pleistocene), breccias (Middle Pleistocene) and cave infillings (Late Pleistocene) observed at the western part of the Buena Pinta site.

4.2.8.3.4. El sistema de galerías de Des-Cubierta.

Desde el año 2007 que empezó la ampliación de la cueva de Buena Pinta se ha descubierto un complejo sistema de galerías que actualmente se encuentra colmatada por sedimentos de una gran complejidad de facies (Figura 4.43). La dirección de N-S y de O-E de las galerías indica controles lito-estructurales condicionados por la red de drenaje local. Actualmente todas las galerías se encuentran colmatadas por sedimentos. En su base se encuentran facies de interior de cueva que están erosionadas por facies fluviales depositadas durante la incisión vadosa de una edad posiblemente del Pleistoceno Medio, por su posición relativa sobre del nivel de base actual del Valmaillo (+10 m) o +24 m sobre del Río Lozoya (Figura 4.14). Sobre estas facies se encuentran facies autóctonas formadas por brechas, debris y coluviones de diferentes edades (Pleistoceno Medio-Holoceno).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

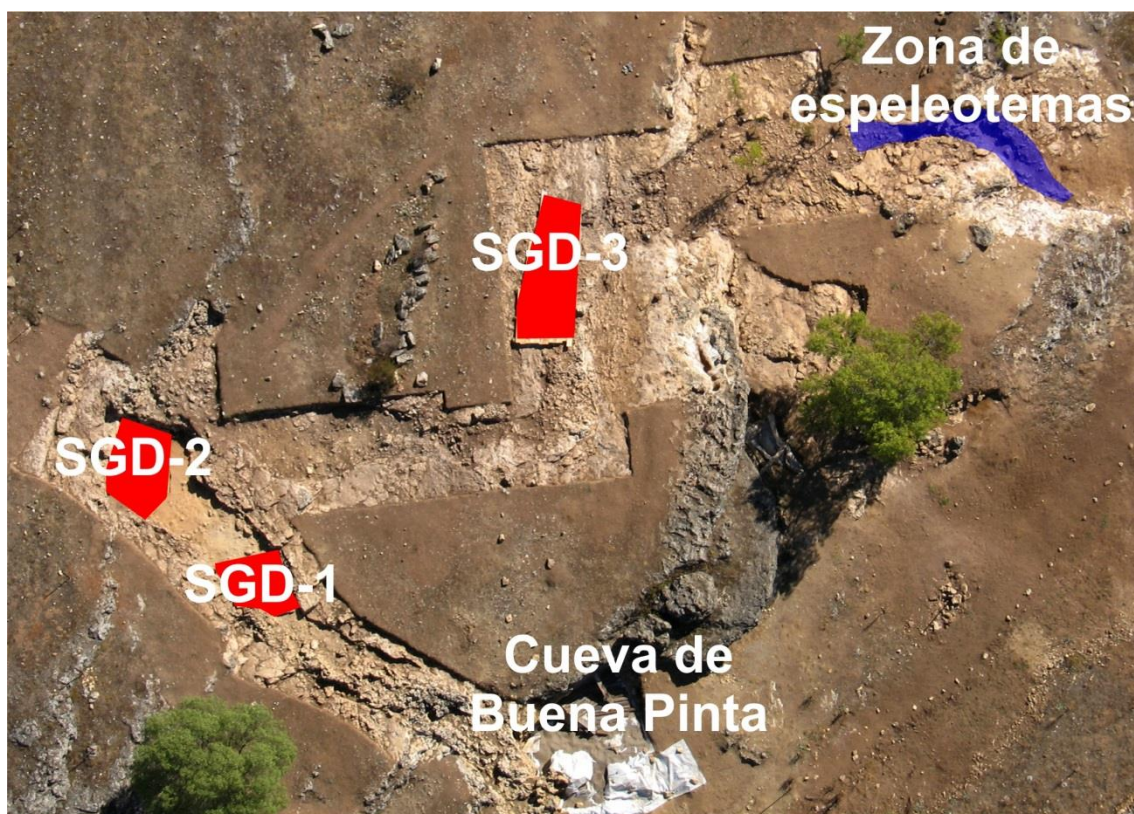


Figura 4.43. Foto aérea donde se aprecia el sistema de cavidades dismantelado en la zona del Des-cubierta y los sondeos realizados para realizar control morfo-estratigráfico.

Figure 4.43. Aerial photo of the dismantled cavities system in the Des-cubierta site aerea and the morfo-stratigraphic probings.

La secuencia litoestratigráfica presenta 8 niveles, más el horizonte A excavado en la precampaña de 2009. En este sondeo se realizó en todos los niveles análisis por fluorescencia de rayos X de análisis cuantitativo de elementos mayoritarios (CENIEH; anexos). Las unidades se identifican desde el muro de la secuencia descubierta hasta el techo son los siguientes (Figura 4.44):

Los primeros tres niveles constituyen las facies de interior:

Nivel de concreción parietal (NCp): principalmente localizada en la parte inferior de la sección vista del conducto (base del conducto), documentándose en las dos paredes del conducto.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Nivel-00: Este nivel se relaciona con una delgada y fina capa negra adosada a la concreción parietal, desarrollada en ambas paredes del conducto, y asociadas a pared con acumulación de fosfatos (anexos) posiblemente por interacción entre los paredes de la cueva y lixiviado de guano.

Nivel-01: Nivel arcilloso de color marrón oscuro con cementaciones, conservado marginalmente, adosado lateralmente a las paredes del conducto y erosionado por los niveles superiores.

Los niveles-02, -03 y -04 constituyen las facies alóctonas:

Estos niveles están compuestos por arcillas, limos, arenas polimícticas y gravillas. Hacia el techo de estas facies el nivel 04 aparece cementado por la carbonatación procedente de lixiviado del nivel 5. Estos niveles están deformados por la post caída de bloques procedentes de los techos de las galerías y por aportes laterales.

Estos niveles podrían representar la sedimentación fluvial, en facies de unos depósitos que están colgados unos +23 m sobre del Río Lozoya y unos 10 m del arroyo de Valmaillo.

Desde el nivel-05 empiezan las facies autóctonas.

Los niveles que constituyen las facies autóctonas (nivel-05, -06, -07, -08 y Ck) están compuestos por limos de color naranja, arcillas, cantos subangulados y bloques calizos.

Estos niveles van marcando el cierre de la secuencia de niveles coluviáres formados sin techo por aportaciones laterales de clastos y bloques de dolomías originados en la superficie por la fragmentación y alteración de la roca caja y transportados principalmente por gravedad y aguas pluviales. Entre estos niveles se encuentra un nivel edáfico (nivel-Ck) formado por lixiviación.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Por último se encuentra el Horizonte-A, que es un suelo orgánico con textura arcillo-arenosa con clastos carbonatados de color pardo grisáceo o gris oscuro, con cronologías Holocenas.

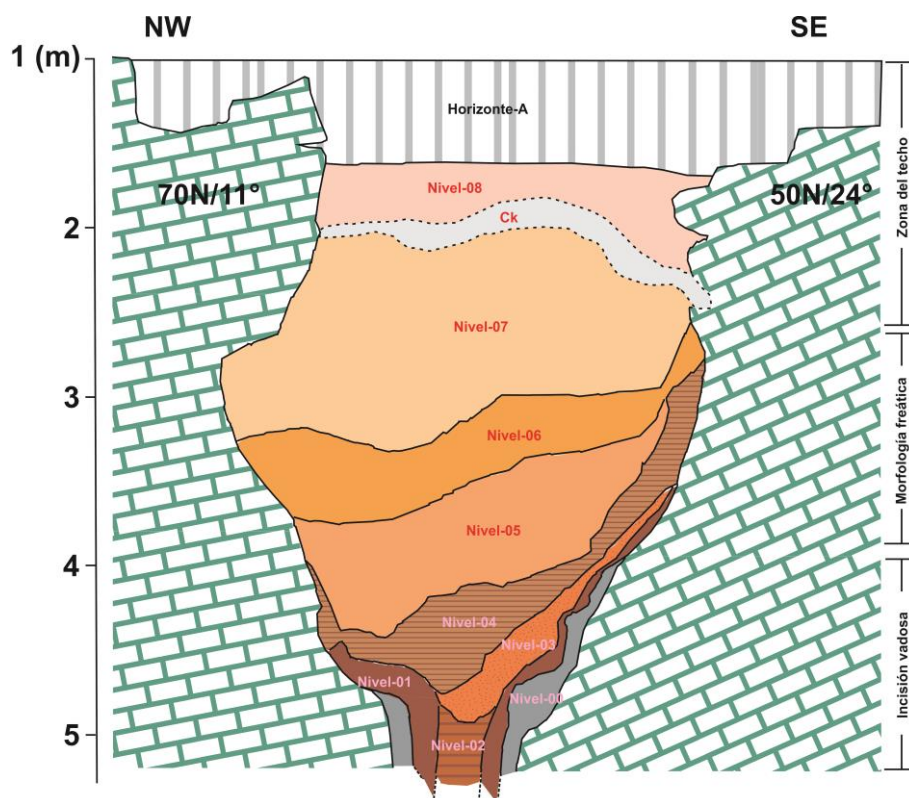


Figura 4.44. Estratigrafía en el sondeo SGD-1.

Figure 4.44. Stratigraphic section in the SGD-1 probing.

Unos cinco metros hacia el Norte del sondeo SGD-1, se hizo un segundo sondeo SGD-2 con dimensiones de 2 m de anchura, 3 metros de longitud y 2,50 metros de profundidad (Figura 4.45). En este sondeo se identificaron solo facies de origen autóctono. En su base se ha diferenciado un nivel (nivel arqueológico (nivel Ar-01)) limo-arenoso de color marrón oscuro con clastos de dolomías que su eje mayor puede alcanzar a unos 15 cm y hallazgos arqueo-paleontológicos (Figura 4.45). Este nivel se ha formado sin techo por aportaciones laterales de clastos y bloques de dolomías originados en la superficie por la fragmentación y alteración de la roca caja y transportados principalmente por

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

gravedad y aguas pluviales. La abundancia de sedimentos finos indica procesos de alteración por circulación de agua pluvial muy importante posiblemente durante unas condiciones climáticas húmedas y del clima templado. Por encima se encuentran sedimentos limo-arenosos de color naranja-rojizo muy parecidos en textura y composición mineralógica (anexos) que el nivel anterior pero sin restos paleontológicos y evidencias arqueológicas. En este depósito se ha podido diferenciar dos niveles (niveles debris 01 y 02). Su espesor máximo llega a unos 2 m (aprox.). Por encima, de estos dos niveles en la superficie de excavación actual se encuentra un coluvión con cantos y bloques de dolomía con limos de color naranja y con industria lítica (nivel cl-03). Finalmente se han localizado unas arcillas compactas (nivel de terra-rosa) de color rojo oscuro (pórfido-terra rosa) con altos porcentajes ($\approx 80\%$) de elementos mayoritarios SiO_2 y Al_2O_3 (anexos), cuya presencia con escasa presencia de arenas bien seleccionadas con respecto a su tamaño indica origen alóctona posiblemente relacionado con procesos eólicos y menos de disolución in-situ. Las arcillas se encuentran al favor de diaclasas o contactos abruptos verticales (cuyo espesor podía alcanzar más de 2 metros) entre la roca madre (dolomías) y los rellenos Pleistocenos (Figura 4.45).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

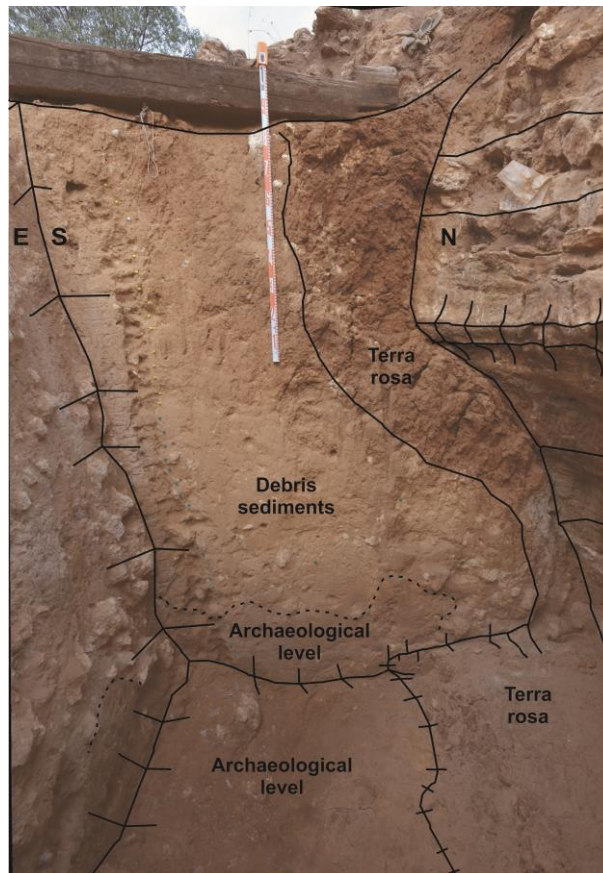


Figura 4.45. Estratigrafía en el sondeo SGD-2.

Figure 4.45. Stratigraphic section in the SGD-2 probing.

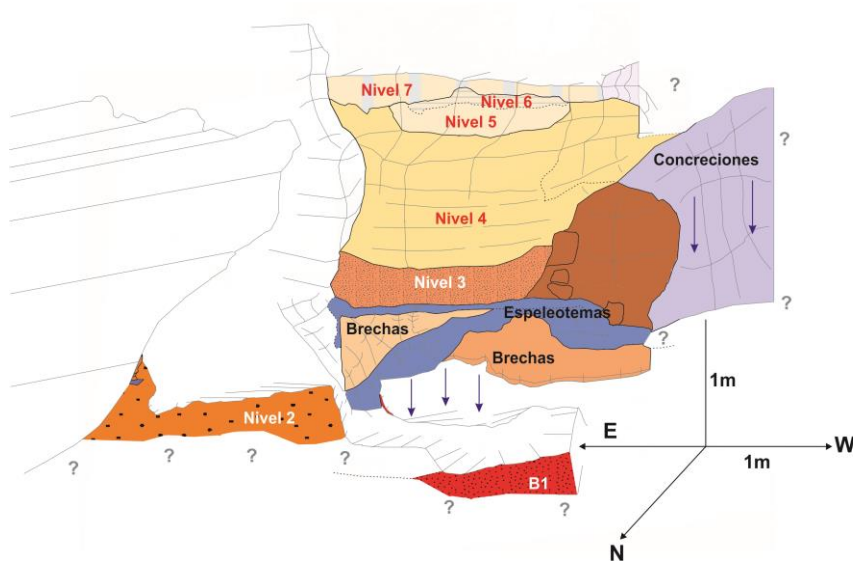


Figura 4.46. Esquema morfo-estratigráfico del sondeo SGD-3.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Figure 4.46. Scheme morpho-stratigraphic model in the SGD-3 probing.

Estos niveles según su posición posterior que la formación de los espeleotemas y evidencias arqueo-paleontológicas se podría colocar al Pleistoceno Superior. La falta de matriz demuestra que durante su formación hubo poca circulación del agua y muy baja meteorización-alteración de los bloques que van rellenando rápidamente la galería posiblemente después de un episodio de vaciado. Las indicaciones antedichas probablemente indican que estos depósitos se formaron bajo momentos de clima frío y árido y su origen de los bloques se debe a la fragmentación de las dolomías tableadas por laxación.

Unos 20 m al Sur del SGD-3 se han localizado una serie de espeleotemas que estaban cubiertos y afectados por depósitos coluvionares posteriores que van rellenando y colmatando la galería (figura 4.47). Estos espeleotemas su morfología original se va al favor de una paleotopografía de interior de la galería con un pequeño escarpe de 60-70 cm y su parte baja acabaría a morfología tipo gour (piscina). Llegamos a esta conclusión por la cantidad de espeleotemas, su morfología y la cantidad de depósitos coluvionares. En su parte superior tiene una deformación vertical de unos 20 cm por un parte por la superposición y la caída de sedimentos coluvionares y por otra parte por la hidroplasticidad de las arcillas donde se encuentran apoyados los espeleotemas (Figuras 4.47).

Por debajo de los espeleotemas se encuentran sedimentos de facies de origen alóctono (Figuras 4.47).

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

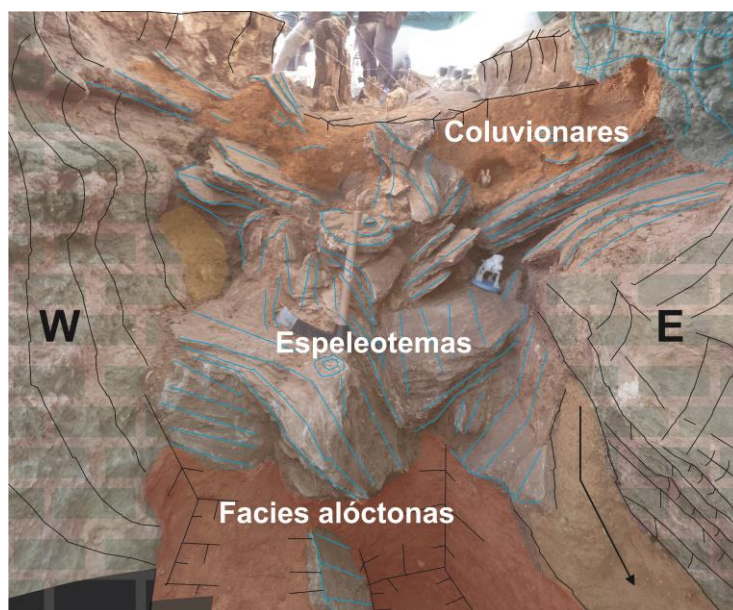


Figura 4.47. Las diferentes facies sedimentarias en la zona de sondeo de espeleotemas.

Figura 4.47. Different sedimentary facies in the speleothem area probing.

Desde el muro hacia el techo en las facies aloctonas se encuentran los siguientes niveles:

Nivel de gravillas (Ngr), está constituido por gravillas de origen fluvial, polimicticas-grauvacicas, subangulares de geometría masiva con arcillas-limos de color negro fuertemente afectado por bioturbación. Este depósito gana espesor hacia el Este (Figura 4.49) y su máximo desarrollo conocido podría llegar a unos 40 cm (aprox.). Por encima se encuentran los niveles, nivel-a y nivel-b que están constituidos con gravillas de rocas metamorficas y arcillas de color negro fuertemente bioturbadas por el horizonte A (procesos edáficos). Hacia lo interior de la galería se encuentra el mismo nivel de arcillas nada afectado por los procesos edáficos (Figura 4.49). Las arcillas podrían presentar el final de la sedimentación fluvial, en facies de llanura de inundación de unos depósitos que están colgados unos +23 m sobre del Rio Lozoya y unos 8 m del arroyo de Valmaillo.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

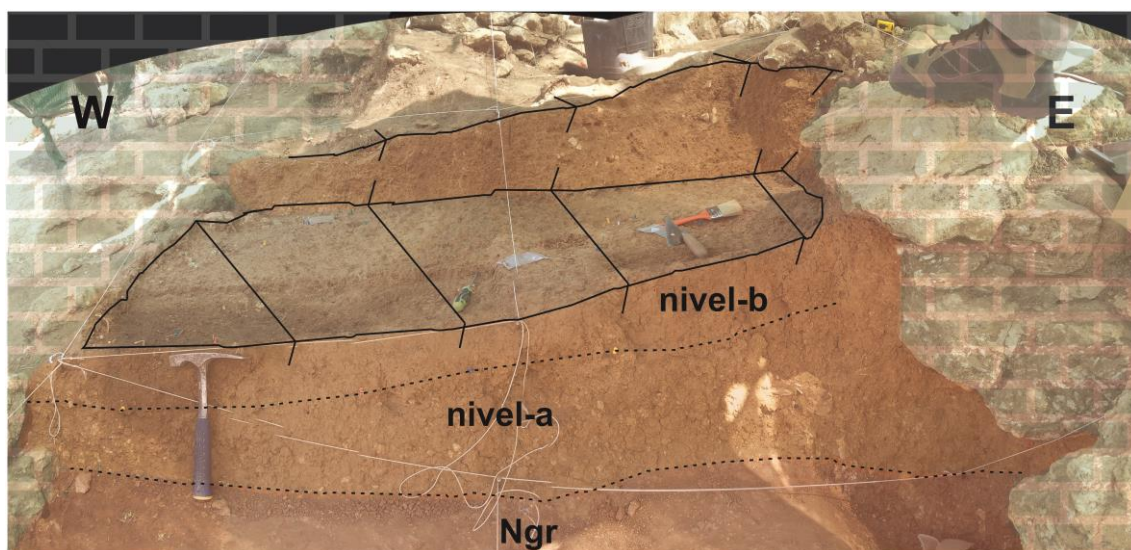


Figura 4.49. Facies alóctonas en la zona de sondeo de espeleotemas.

Figure 4.49. Aulochthonous facies in the speleothem area probing.

4.2.8.4. Síntesis del modelo de la evolución del karst del Pinilla del Valle.

El karst del Pinilla del Valle en realidad constituye un karst fósil del Pleistoceno Medio-Superior donde se encuentran preservados los yacimientos kársticos del Calvero de la Higuera. La formación de este karst está vinculada con la acción fluvial de la red de drenaje local, los niveles de base del Río Lozoya y controlado por elementos litoestructurales. Su complejidad se queda confirmada por su perpleja morfo-estratigrafía donde se quedan reflejados varios episodios de cambio de niveles de base, de vaciado y de sedimentación.

En el sector de las galerías de Des-cubierta, en su base morfo-estratigráfica se localizaron morfologías de flujos vadosos que delimitan el encajamiento desde morfologías de origen freático durante el Pleistoceno Medio, posiblemente desde MIS 8 hasta MIS 7, con rellenos fluviales cuyo origen debido a la acción fluvial del arroyo de Valmaillo que posteriormente se ha colmatado de depósitos de origen autóctono con

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

restos paleontológicos y arqueológicos. En este sector en la parte NO sus galerías están rellenas con depósitos del Pleistoceno Medio-Superior constituidos principalmente por sedimentos finos que la parte SE donde se encuentran depósitos compuestos por bloques y cantos sin apenas matriz y por su posición morfo-estratigráfica y las evidencias paleontológicas se posiciona en una edad claramente del Pleistoceno Superior. Esto indica que en el parte NO ha sufrido caídas del techo de las galerías y episodios de vaciado-relleno (cut and fill) durante el final del Pleistoceno Medio-principios del Pleistoceno Superior, cuando, que el sector SE, hasta la mitad del Pleistoceno Superior. Así que el desplome de los techos y la colmatación de las galerías en la zona de Des-cubierta son continuas y policíclicas debido a controles litológicos, estructurales y cambios climáticos regionales. La cueva de Buena Pinta posiblemente genéticamente se encuentra en el mismo sistema de cavidades que Des-cubierta. Es una cavidad freática en origen con una cronología del Pleistoceno Medio que es cuando flujos vadosos redibujan un encajamiento de sección rectangular rellenos por depósitos autóctonos con fauna e industria. Las cronologías disponibles sitúan por TL, los depósitos en la parte SE en la terminación del MIS 4 (Pérez-González *et al.*, 2010), cuando que las brechas en la parte NO se sitúan morfo-estratigráficamente por debajo que un espeleotema cuya edad por TL (UAM) es 145.7 ± 11.2 ka BP (Pérez-González *et al.*, 2010). En este sector hay un registro sedimentario heterocrono-policíclico de reactivaciones desde los finales del Pleistoceno Medio hasta la mitad de Pleistoceno Superior.

La actividad fluvial del arroyo de Valmaillo por un lado da origen al abrigo de Navalmaillo y por otro redimensiona por erosión una antigua cavidad origen freático que posteriormente se colmata o rellena por facies autóctonas que provienen de la erosión y alteración del propio macizo cretácico, dando lugar al yacimiento de Camino.

4. CARTOGRAFÍA DE DETALLE Y ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Todos estos procesos se enmarcan en un espacio temporal que abarca probablemente desde finales del Pleistoceno medio (MIS 6), hasta la terminación del MIS 5, en el Pleistoceno superior, hace unos 70ka (Pérez-González *et al.*, 2010).

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

La evolución geomorfológica de la
cuenca de drenaje del Río Lozoya
(Comunidad de Madrid, España).

5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

En este apartado se van a tratar los trabajos que se han realizado sobre el análisis geomorfométrico de la cuenca del Río Lozoya (aplicando los índices geomorfométricos Vf, SL y CI, además del estudio de los perfiles longitudinales), un estudio morfoestadístico relacionando características litoestructurales con dichos índices, y la reconstrucción de los niveles de base más representativos para analizar las capturas del Río Lozoya.

5.1. ANÁLISIS MORFOLÓGICO-TEMPORAL MEDIANTE LOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS.

Tradicionalmente, en los trabajos de geomorfología los índices morfométricos se han usado en diferentes regiones de todo el mundo para comprender la interacción entre la evolución geodinámica externa y la interna, mediante el estudio de la geometría de las formas de relieve actuales. Su uso es muy habitual para estudiar procesos de levantamiento, controles lito-estructurales, eventos tectónicos o cambios climáticos (Horton 1945; Strahler 1964; Hack 1973; Bull and McFadden 1977; Silva *et al.*, 1988; Ritter *et al.*, 1995; Türkan and Bekir 2010).

Normalmente, los efectos del equilibrio dinámico entre levantamiento e incisión fluvial a lo largo de la evolución del relieve quedan reflejados y conservados en su morfología y topografía actual (Burbank *et al.*, 2006; Patton 1988; Vijith and Satheesh 2006; Jena and Tiwari 2006), por lo que los parámetros de los índices y sus valores son

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

normalmente extraídos de la topografía actual usando mapas topográficos o modelos digitales del terreno.

De este modo, los índices se suelen extraer de la topografía de los niveles actuales para comprender el nivel de madurez (Vf índice) del conjunto de un valle y para analizar la morfología de los perfiles longitudinales de la red de drenaje local (SL índice o CI índice).

En este trabajo, se ha pretendido profundizar en la aplicación de estos índices considerando no la topografía actual, si no las paleotopografías de los antiguos niveles de base cuaternarios, que han sido reconstruídas mediante criterios geoestadísticos. De este modo, se ha obtenido se ha calculado la variación del índice Vf a lo largo del tiempo, reflejando como ha ido variando las morfología del valle a lo largo del tiempo. Además, también se han aplicado para analizar las variaciones espaciales desde la cabecera del Río Lozoya, hasta su desembocadura en el Río Jarama.

Esta metodología se ha seguido para el cálculo del índice Vf, que ha sido completada y contrastada con otros índices que analizan el perfil longitudinal de los valles, como el “*stream length-gradient (SL)*” el índice de la concavidad (CI). Con este mismo enfoque, también se ha calculado la variabilidad del pendiente y de la curvatura en el perfil longitudinal del Río Lozoya. Estos análisis del perfil longitudinal actual, han sido comparados con la morfología de los perfiles longitudinales de la secuencia de terrazas del Río Lozoya, cuya tendencia también ha sido reconstruída mediante criterios geomorfológicos y estadísticos.

Los resultados obtenidos a partir de estas metodologías (explicadas en el Capítulo 3), indican que la zona de estudio es el resultado de una compleja evolución condicionada

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

por su litología y estructura, su geomorfología regional, el levantamiento tectónico y los factores climáticos. De este modo, aguas abajo se localizaron valles con altos ratios de incisión relacionados con capturas fluviales y cambios lito-estructurales. Respecto a estos últimos, es de destacar que las anomalías detectadas en el perfil actual también han sido observadas en los perfiles reconstruidos para el Pleistoceno, lo que induce a pensar que los posibles levantamientos tectónicos causantes de la incisión de los valles no se ha producido de forma diferencial dentro de las zonas analizadas, sino en conjunto.

5.1.1. Resultados y discusión

El valle del Río Lozoya a lo largo de su extensión presenta una compleja morfología caracterizada por diferentes geometrías de incisión formadas durante el Plio-Pleistoceno. En el sector superior, el alto valle de Lozoya, está caracterizado por formas en U, identificadas mediante los perfiles transversales, mientras que los sectores inferiores (Buitrago, de Atazar y Cerro de la Oliva) se identificaron morfologías similares únicamente durante las primeras etapas de su evolución (Pleistoceno Inferior). Por el contrario, las zonas más recientes del valle en estos dichos factores presentan morfología encajadas de cañón. Por otro lado, en los sectores del alto Lozoya, de Butrago y del Atazar, se registran extensas superficies erosivas, y laderas con morfologías escarpadas fuertemente erosionadas, y formas planas mejor preservadas sobre en ortoneises y leukoneises en las alturas más bajas (Figura 5.1). Sin embargo, en la parte inferior de la cuenca (sector de Cerro de la Oliva), se observan superficies fuertemente degradadas con rellanos donde se han establecido estrechos valles,

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

fuertemente incididos, desarrollados sobre en paraneises, esquistos, pizarras negras y cuarcitas (Figura 5.1).

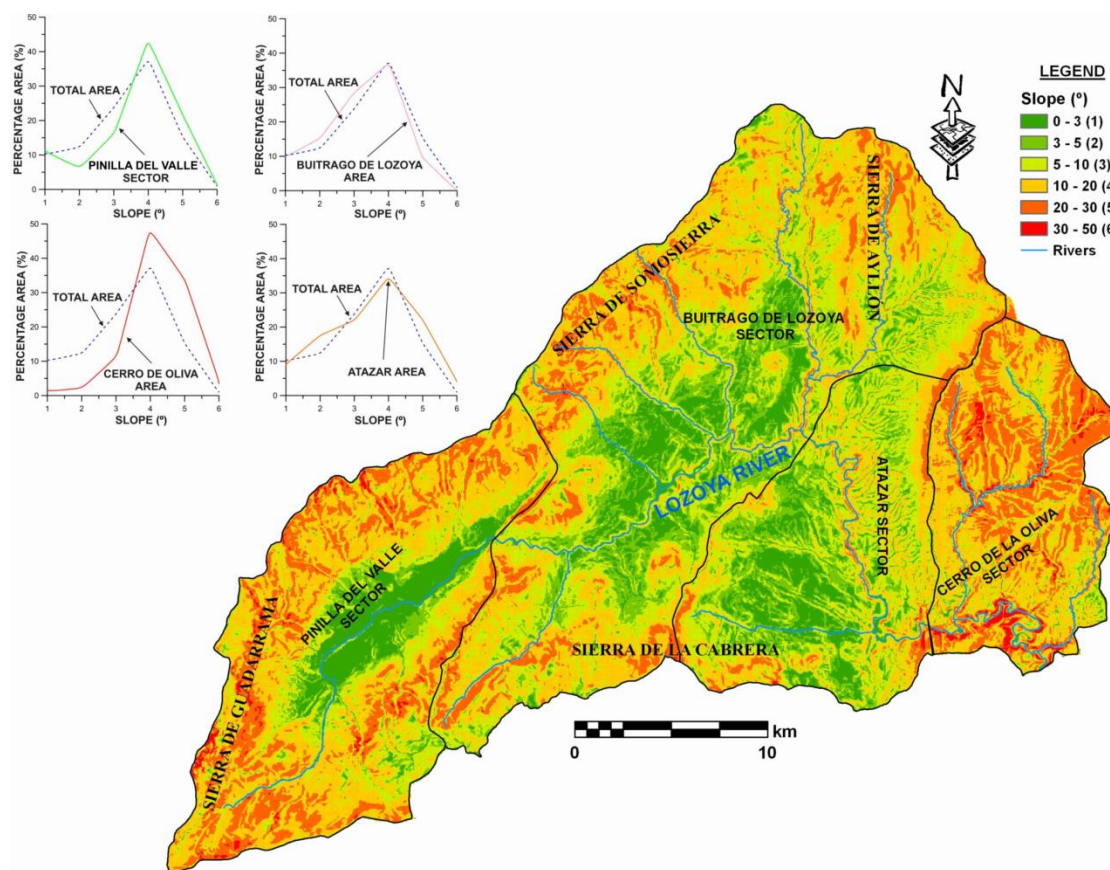


Figura 5.1. Mapa de la pendiente y distribución de los cuatro sectores diferenciados según su litología, geomorfología y sus características estructurales.

Figure 5.1. Slope map and its distribution in the four sectors differentiated according to their geomorphological, lithological and structural characteristics in the Lozoya watershed.

5.1.1.1. Análisis del Vf índice

Para comprender las variaciones espaciales-temporales de la incisión fluvial del Río Lozoya a lo largo de su cuenca hemos aplicado el índice Vf en todos los sectores

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

durante todas las etapas pleistocenas P1 (T1 +200-205 m hasta T5 +160-165 m), P2 (T5 +160-165 m hasta T11 +100-104 m), P3 (T11 +100-104 m hasta T16 +50-55m) , P4 (T16 +50-55 m hasta T20 +17-20 m) y P5 (T20 +17-20 m hasta actual) (Figura 3.10, Tabla 3.1).

En primer lugar, considerando la variación del Río Lozoya a lo largo del tiempo, se observa una clara tendencia a formar morfologías en V con valores Vf muy bajos. Esta tendencia es muy habitual en modelos de valles escalonados erosivos donde el levantamiento regional acelera la incisión y genera niveles fluviales cada vez más estrechos y encajados (Westaway *et al.*, 2009). Sin embargo, esta tendencia es mucho más clara y acelerada durante el Pleistoceno Medio-Superior, mientras que en momentos anteriores, durante las etapas del Pleistoceno dominaban las formas del valle en U.

En la transición de la etapa P1 a la P2, todos los sectores presentan un decrecimiento del Vf, que coincide con la aceleración de la incisión fluvial al inicio del Pleistoceno Inferior (Figura 3.10). Durante los siguientes tres periodos P2, P3 y P4, los valores Vf siguen disminuyendo, pero con mucha menos intensidad. Finalmente, durante la transición de las últimas etapas P4 a P5 (Pleistoceno Medio-Superior) el índice Vf disminuye con más fuerza y coincide con el incremento de la incisión que muestra la secuencia regional del Río Lozoya (figura 3.9). Esta tendencia está identificada casi en todos los sectores. Sin embargo el patrón para el índice Vf cambia para el sector del alto valle de Lozoya. En esta zona, el valor del Vf tiende a mantenerse constante, probablemente debido a la sedimentación de abanicos aluviales o depósitos fluviotorrenciales durante el Pleistoceno Medio, que impiden evolucionar a formas más incididas (Figura 3.10). Finalmente, en la misma área y durante el Pleistoceno Superior

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

(P5 periodo) el índice recupera la misma tendencia a la incisión que tiene en todos los sectores, posiblemente hecho relacionado que la erosión ya tiene una mayor percusión en la morfología del paisaje.

En cuanto a la variación espacial aguas abajo, la distribución de valores indica, que, excepto durante el periodo P1, el resto presenta valores Vf que van disminuyendo aguas abajo, donde se localizaron los fenómenos más importantes incisión y cañones. Esta tendencia a presentar valles más encajados y estrechos aguas abajo, no coincide con la tendencia general de los valles fluviales, que suelen mostrar una tendencia dominante a formar valles más anchos aguas abajo (es decir con mayores valores del índice Vf), en función proporcional al incremento de la cuenca de drenaje (Bíl, 2002). Este fuerte encajamiento aguas abajo, dominante en el sector del Cerro de la Oliva, coincide con el cambio lito-estructural entre neises y metasedimentos asociado a la falla de Somosierra, y con la captura fluvial que se ha detectado en esta misma zona durante el Pleistoceno Inferior, que se detalla en la sección 4.2.3.3.

5.1.1.2. Análisis del perfil longitudinal del Río Lozoya y los afluentes más importantes de su cuenca de drenaje del Río Lozoya

La información obtenida con los valores del Vf índice se ha combinado con el análisis de los perfiles longitudinales. Para ello, se ha interpolado un mapa del índice SL, a partir de los datos obtenidos de los arroyos más importantes de la red de drenaje local (consultar metodología en Capítulo 3). Los altos valores del índice SL se distribuyen en el mapa a lo largo de las zonas de montañosas de mayor altura, hecho habitual debido a su mayor pendiente. No obstante, en las zonas bajas del valle, también se detectan zonas

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

con altos valores SL, que han sido para interpretar las irregularidades de los perfiles longitudinales (Figura 3.14).

La primera zona anómala está identificada a la salida del valle alto de Lozoya de la depresión *pop down*, donde el índice SL adquiere valores intermedios (zona B1, Figura 3.14). Por otro lado, hacia el norte las anomalías de las zonas B2 y B3 (Figura 3.14) coinciden con incisiones fuertes de la red principal local en concordancia con los planos estructurales de dirección N-S de los esquistos y de las pizarras. En la área del Atazar, en el contacto estructural entre los neises Paleozoicos y los metasedimentos Paleozoicos se ha identificado otra anomalía destacable (zona A1; Figura 3.14) relacionada con el importante encajamiento del Río Lozoya en esta misma zona. Después del embalse del Atazar (Figura 3.14) el río presenta valores altos del índice SL, posiblemente como efecto de la captura fluvial del Río Lozoya, y el ajuste de la red de drenaje local a un nuevo nivel de base más encajado (zona C2; Figura 3.14).

Las anomalías identificadas mediante el índice SL se han combinado con el análisis de los valores de altura, pendiente y curvatura del perfil longitudinal (Figura 5.2). Como norma general, en este análisis se puede observar que el perfil actual presenta una serie de anomalías con tendencia a disminuir la concavidad aguas abajo (Tabla 5.1). Por otro lado, Aguas arriba, los perfiles de pendiente y de curvatura del Río Lozoya presentan irregularidades menores. Esta variabilidad disminuye rápidamente en la depresión tectónica del valle alto del Lozoya y se incrementa en la parte media e inferior del valle de Lozoya (sectores de Buitrago de Lozoya, Atazar and Cerro de la Oliva). Los valores de pendiente y de curvatura marcan *knickpoints* que coinciden con las zonas de anomalías del índice SL (B1, B2, A1 y C1, Figuras 3.14 y 5.2). Algunos de estos “*knickpoints*” podrían estar relacionados con desplazamientos relativos debido a la

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

actividad cuaternaria de fallas tectónicas. Para poder constatar esta posibilidad se han reconstruido los perfiles longitudinales de la secuencia fluvial del Río Lozoya con el objetivo de estudiar su comportamiento durante el Pleistoceno (Figura 5.3). La información recuperada desde los perfiles longitudinales reconstruidos nos permitió detectar que los “*knickpoints*” principales están presentes por lo menos desde el Pleistoceno Inferior. Para el “*knickpoint*” B1 se puede reconocer que se desarrolló posiblemente durante el Pleistoceno Inferior-Medio (T13-T24). Para la anomalía B1, anterior al nivel T13, no se puede opinar con seguridad debido a la falta de puntos suficientes para realizar su reconstrucción. Lo mismo se puede decir para el “*knickpoint*” A1, donde la escasa conservación de los niveles de base antiguos (T2-T5) no permite realizar una buena reconstrucción de su perfil por medio de una sola ecuación polinómica. Para los perfiles reconstruidos de los niveles superiores de esta secuencia sí que se ha detectado la misma anomalía (A1) (Figura 5.3). De este modo la interpretación de los datos descritos anteriormente, permiten detectar la existencia de estas anomalías “*knickpoints*” al menos desde el Pleistoceno Inferior-Medio. Esta distribución temporal sugiere que no hubo movimientos relativos significativos asociados a la formación de los knickpoints, al menos desde el Medio-Superior.

Las anomalías detectadas en el análisis y su distribución indica que las morfologías de los perfiles longitudinales durante la formación de los niveles de base se deben principalmente a fenómenos de incisión diferencial en función de cambios lito-estructurales y a capturas fluviales, que indica un levantamiento en bloque, sin movimientos diferenciales en la zona de estudio para el periodo considerado.

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

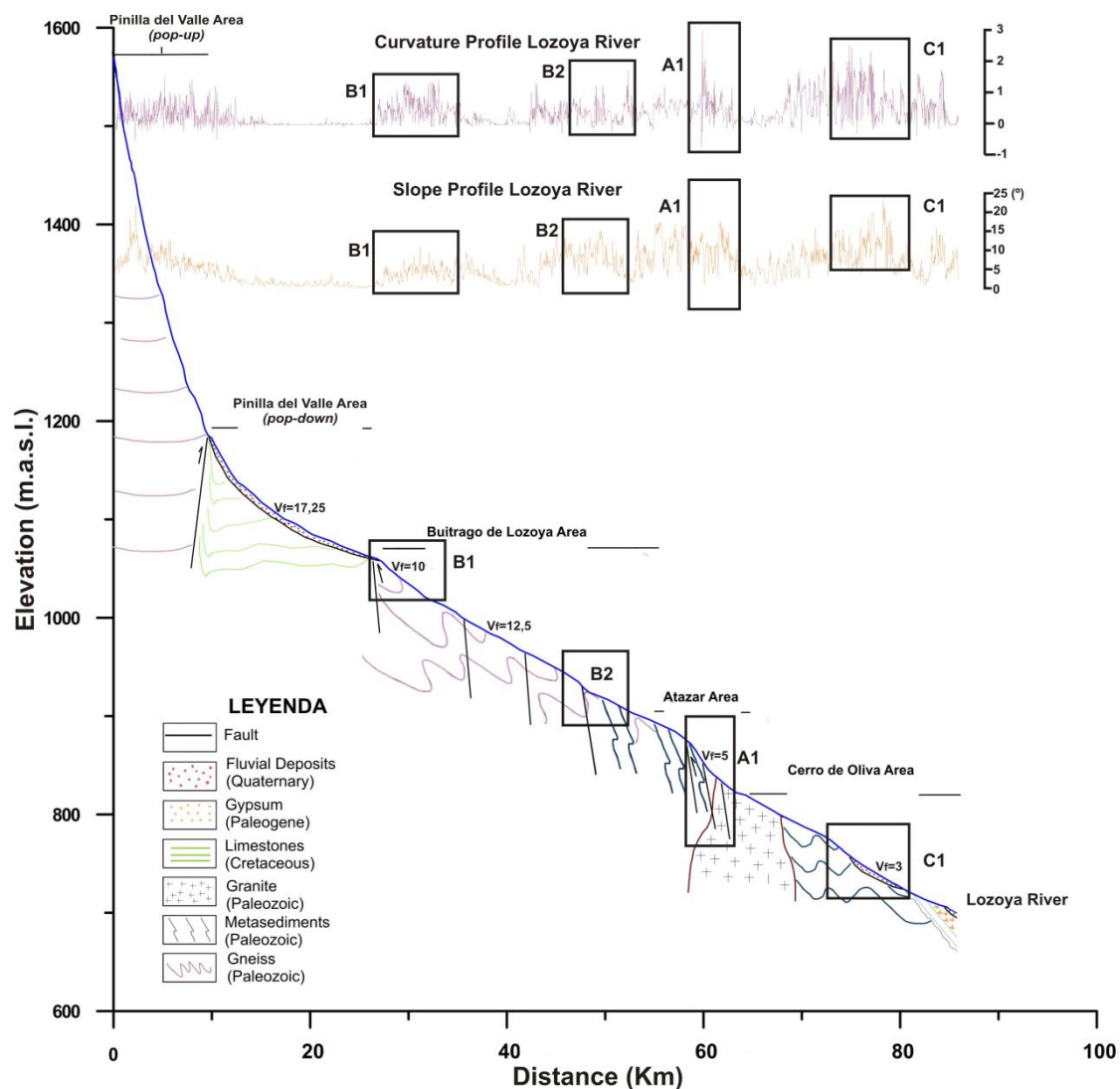


Figura 5.2. Perfil longitudinal del Río Lozoya, contrastado con los perfiles longitudinales de pendiente y curvatura.

Figure 5.2. Lozoya longitudinal profile and identification of the main knickpoints, assisted by the slope and curvature profiles.

	Lozoya River	Lozoya Valley Area	Buitrago de Lozoya Area	Atazar Area	Cerro de Oliva Area
CI	153,85	236,9	174	103,5	42,2
CIrel	0,36	0,55	0,4	0,24	0,098

Tabla 5.1. Índice de concavidad estimado para toda la cuenca del Río Lozoya y para cada sector.

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

Table 5.1. Concavity indices for the entire Lozoya River and within the four sectors identified according to their morpho-structural and lithological characteristics.

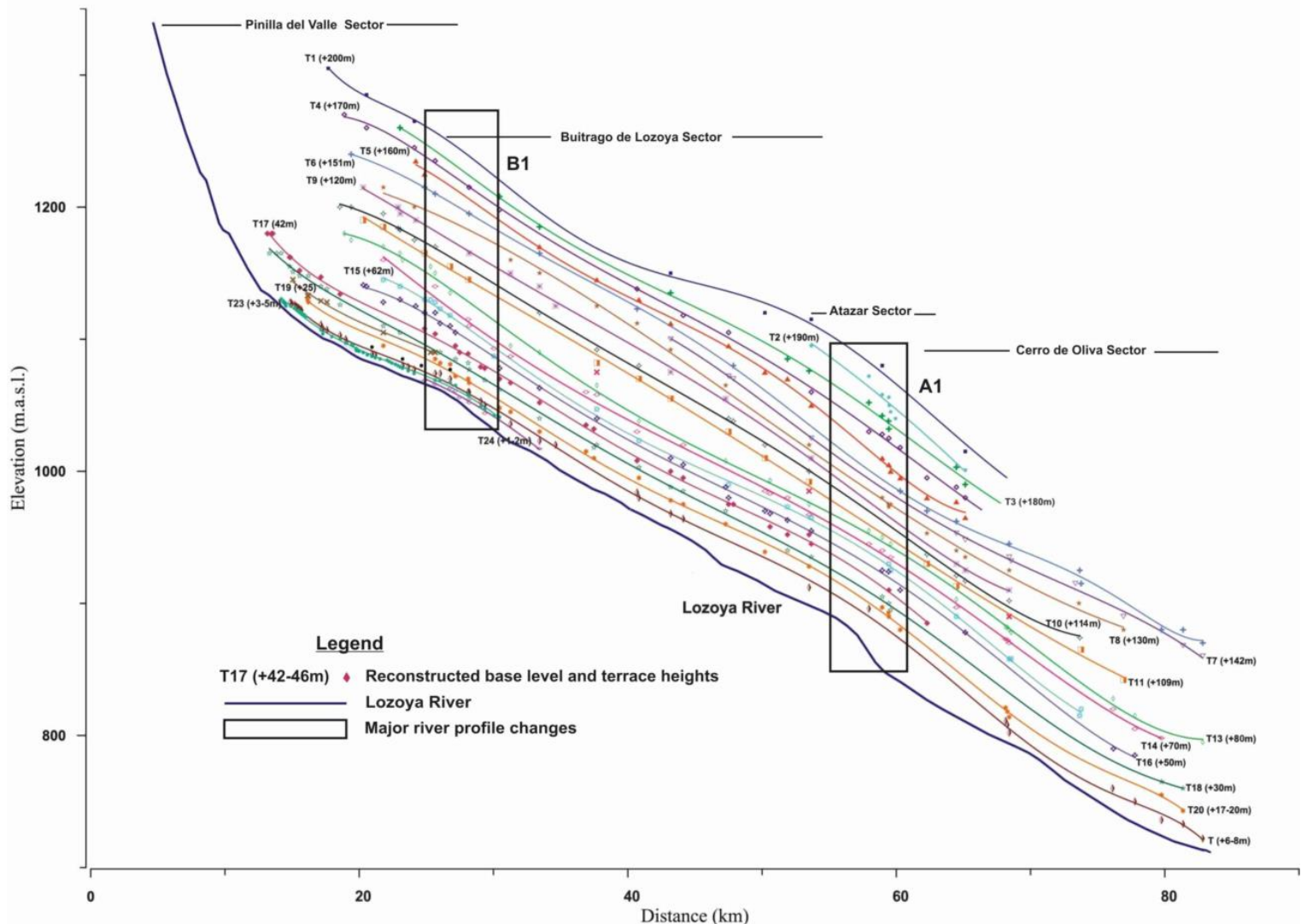


Figura 5.3. Evolución del perfil longitudinal del Río Lozoya durante el Cuaternario.

Figure 5.3. Evolution of the Lozoya longitudinal profile during Quaternary, using the reconstruction of the terrace sequence longitudinal profiles.

Para contrastar estos resultados en el resto de la zona de la cuenca de drenaje del Río Lozoya, también se han analizado los perfiles longitudinales de los arroyos más importantes de la red de drenaje (Figura 5.4), donde se han reconocido numerosas

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

anomalías o *knickpoints* que se han explicado en función de registro tectónico regional, los controles lito-estructurales y los cambios climáticos. Estos factores influyen en los cambios de los niveles locales de base y quedan reflejados en las morfologías de dichos perfiles.

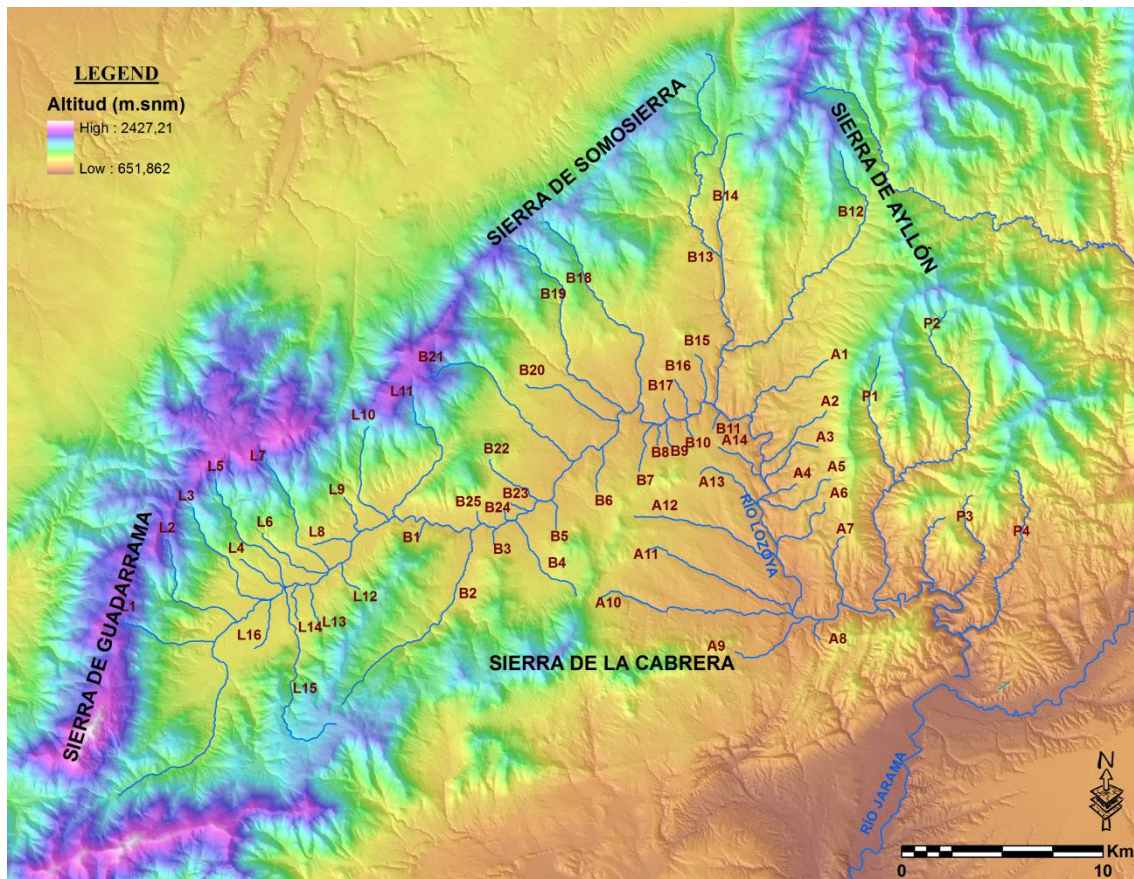


Figura 5.4. Modelo digital de elevaciones con los afluentes más importantes de la cuenca de drenaje del Río Lozoya.

Figure 5.4. Digital Elevation Model of the Lozoya River drainage basin, with the most important streams.

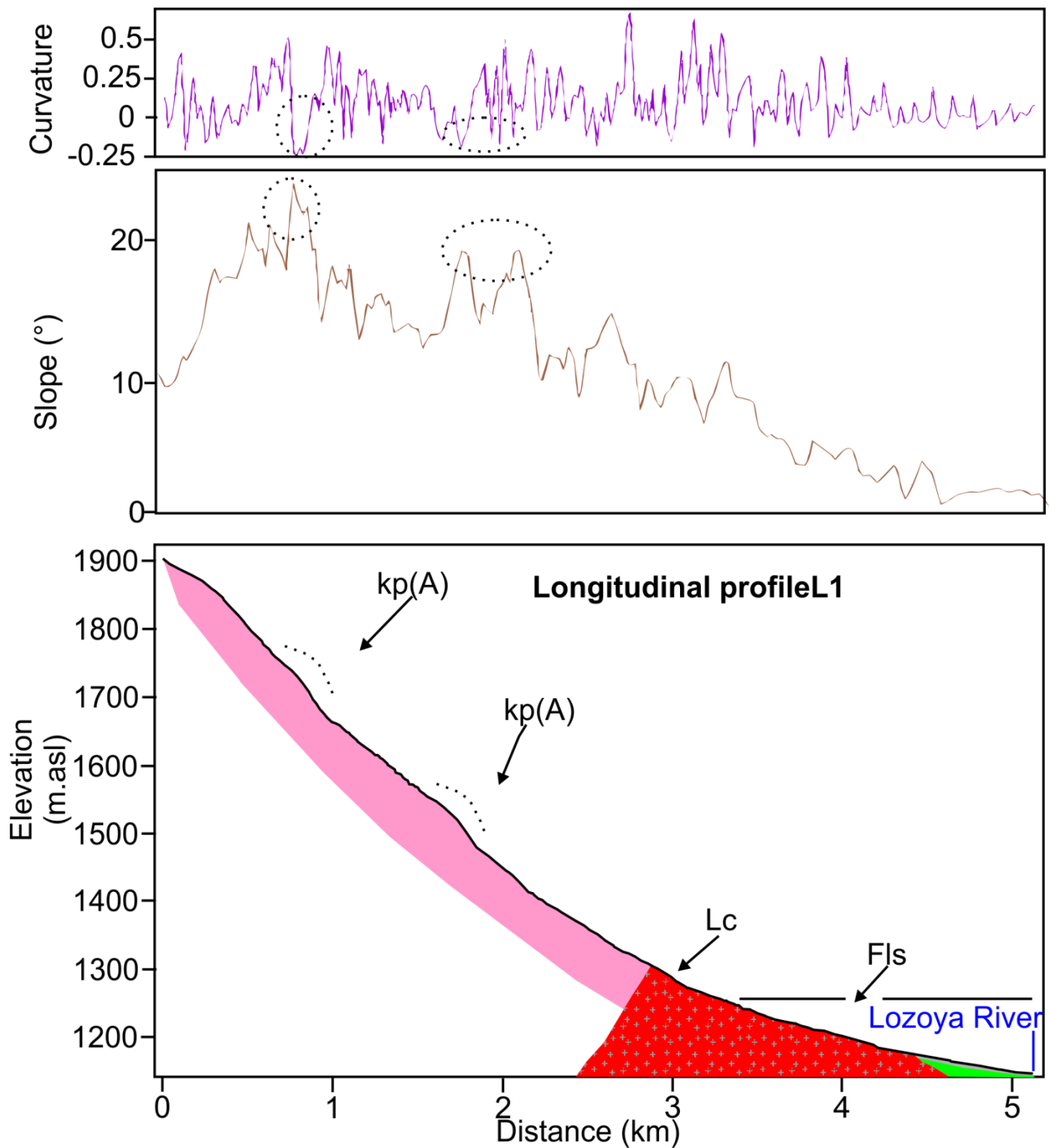
En el sector de Lozoya los perfiles longitudinales L1, L2, L3, L5, L7, L11 y L15 presentan un comportamiento con respecto a sus morfologías muy parecido (Figura 5.5).

Desde su nacimiento en las superficies altas hasta los primeros niveles de base Cuaternarios se observan unos cambios de tendencia de los valores de pendiente muy

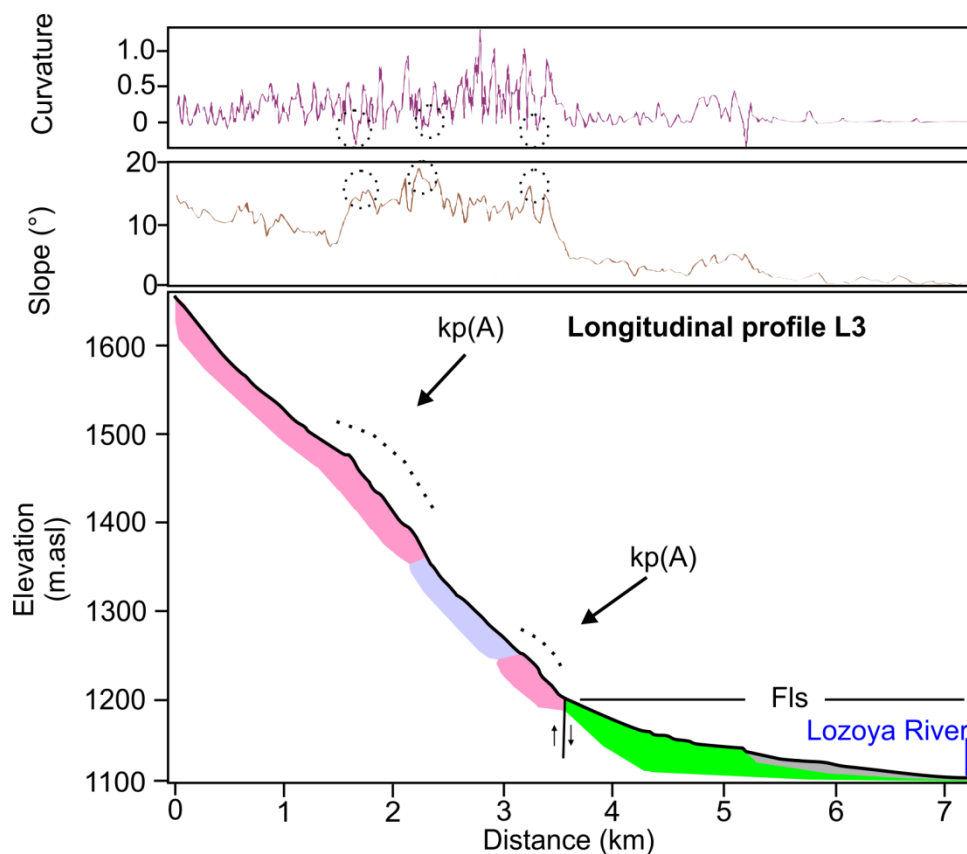
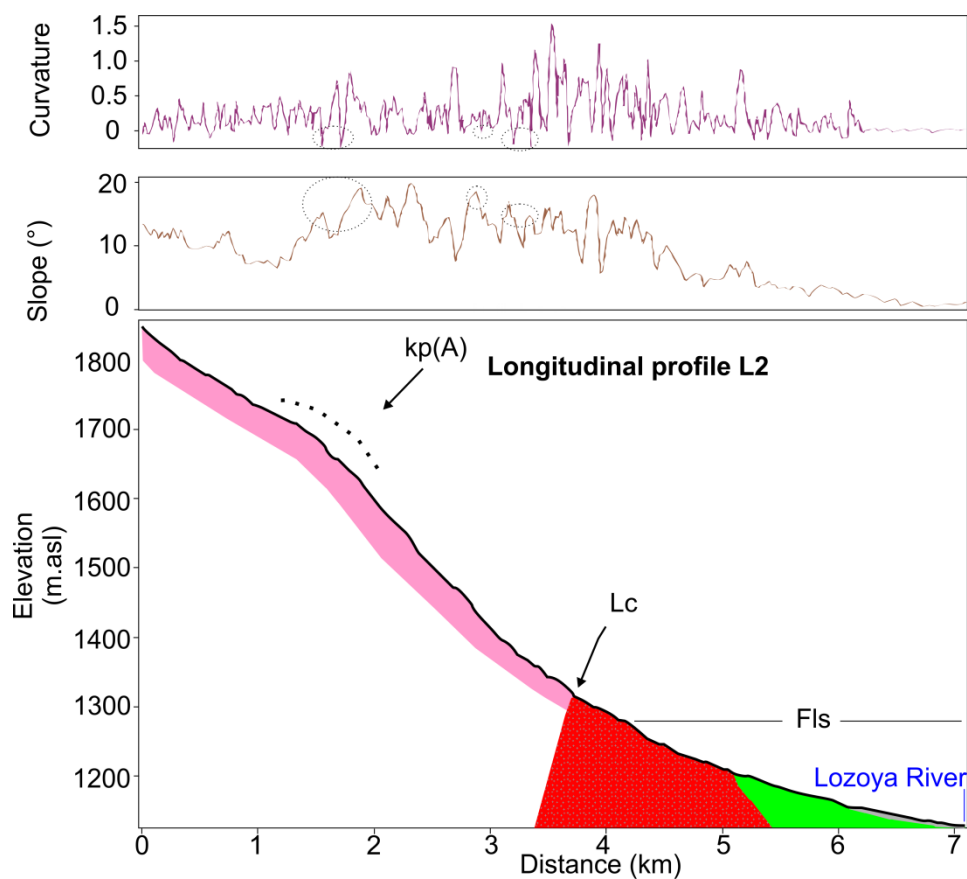
CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

importante (laderas) que coinciden con varios picos de valores negativos de los perfiles de curvatura (formas cóncavas). El desnivel en combinación con las anomalías identificadas podía estar vinculado con niveles de base antiguos desnivelados sucesivamente durante pulsos de levantamiento asociados a la actividad Alpina. Este proceso dejaría un sistema de knickpoints escalonado, posiblemente rellenado con sedimentos terciarios del valle alto de Lozoya. Desde el Plio-Pleistoceno, todos los perfiles de los arroyos van recuperando formas de perfiles de equilibrio con valores de pendiente y concavidad más suaves, cuya causa podía estar relacionada con la deceleración del levantamiento de este sector y el vaciado de la sierra de los sedimentos terciarios desde la apertura del sistema fluvial de la cuenca cenozoica de Madrid hacia el Atlántico y la instalación de la red cuaternaria.

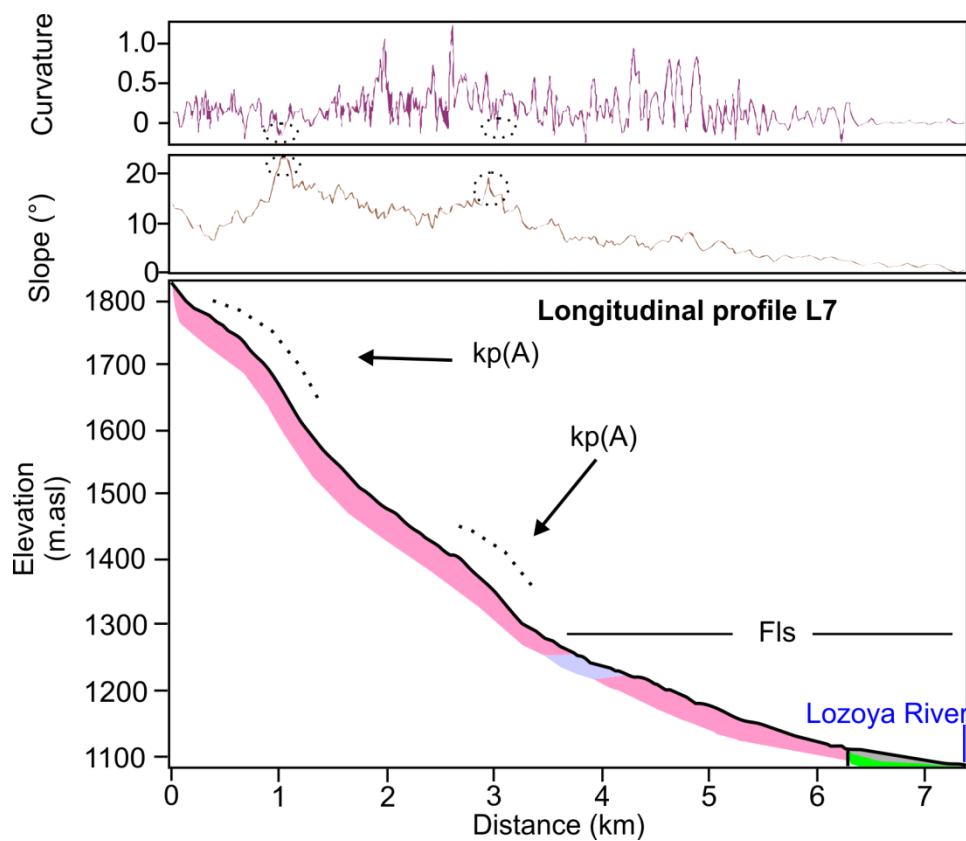
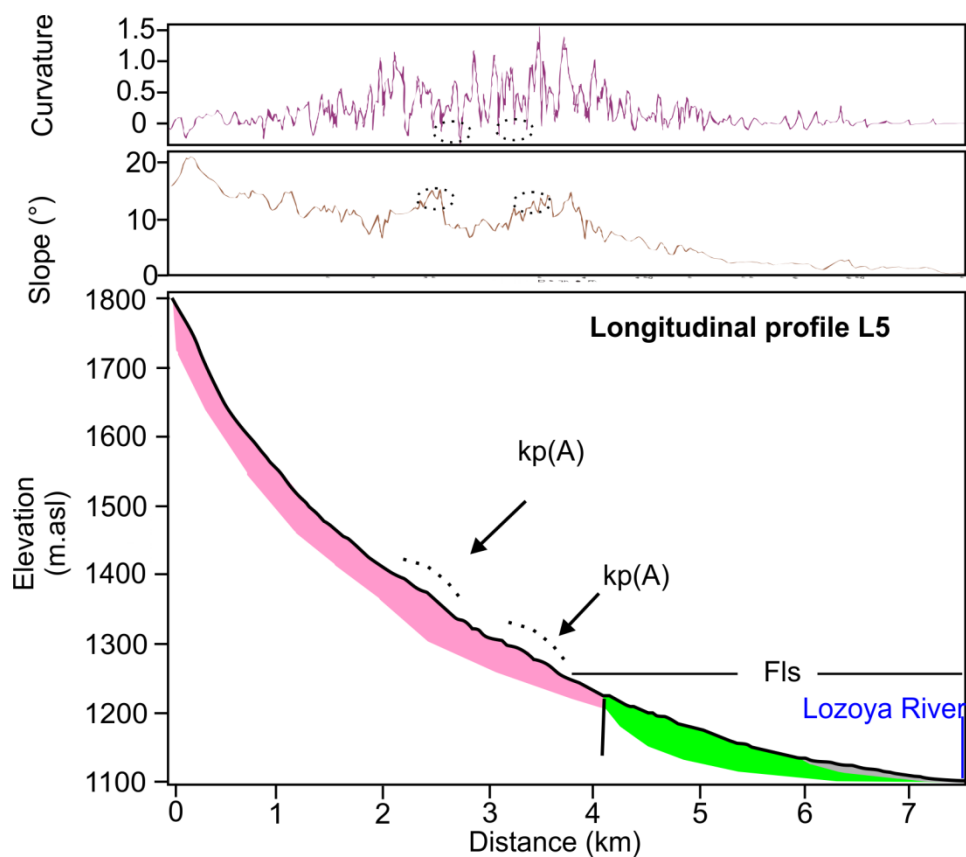
CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



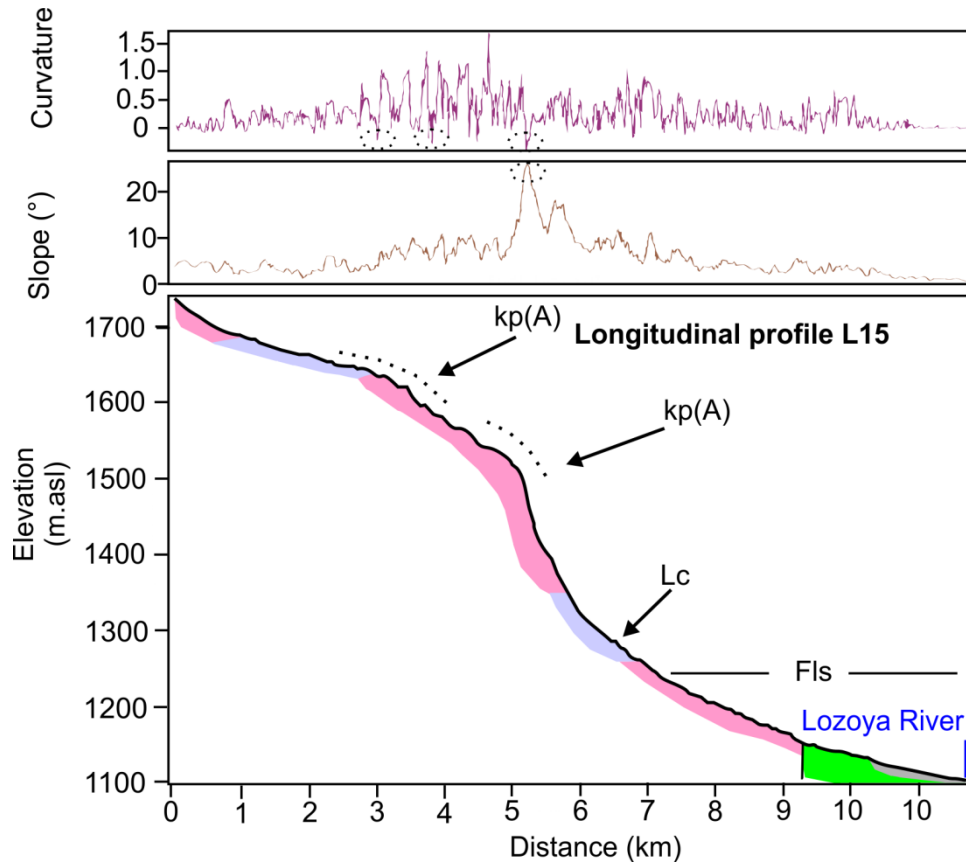
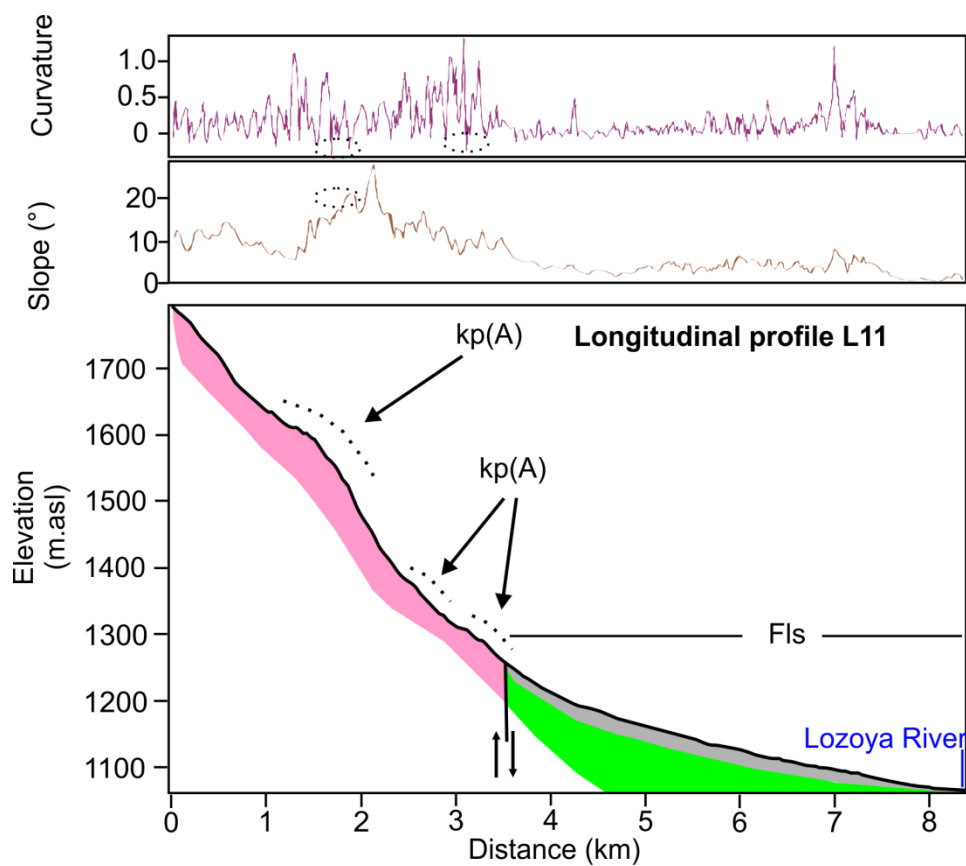
CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

Leyenda de las figuras anteriores:



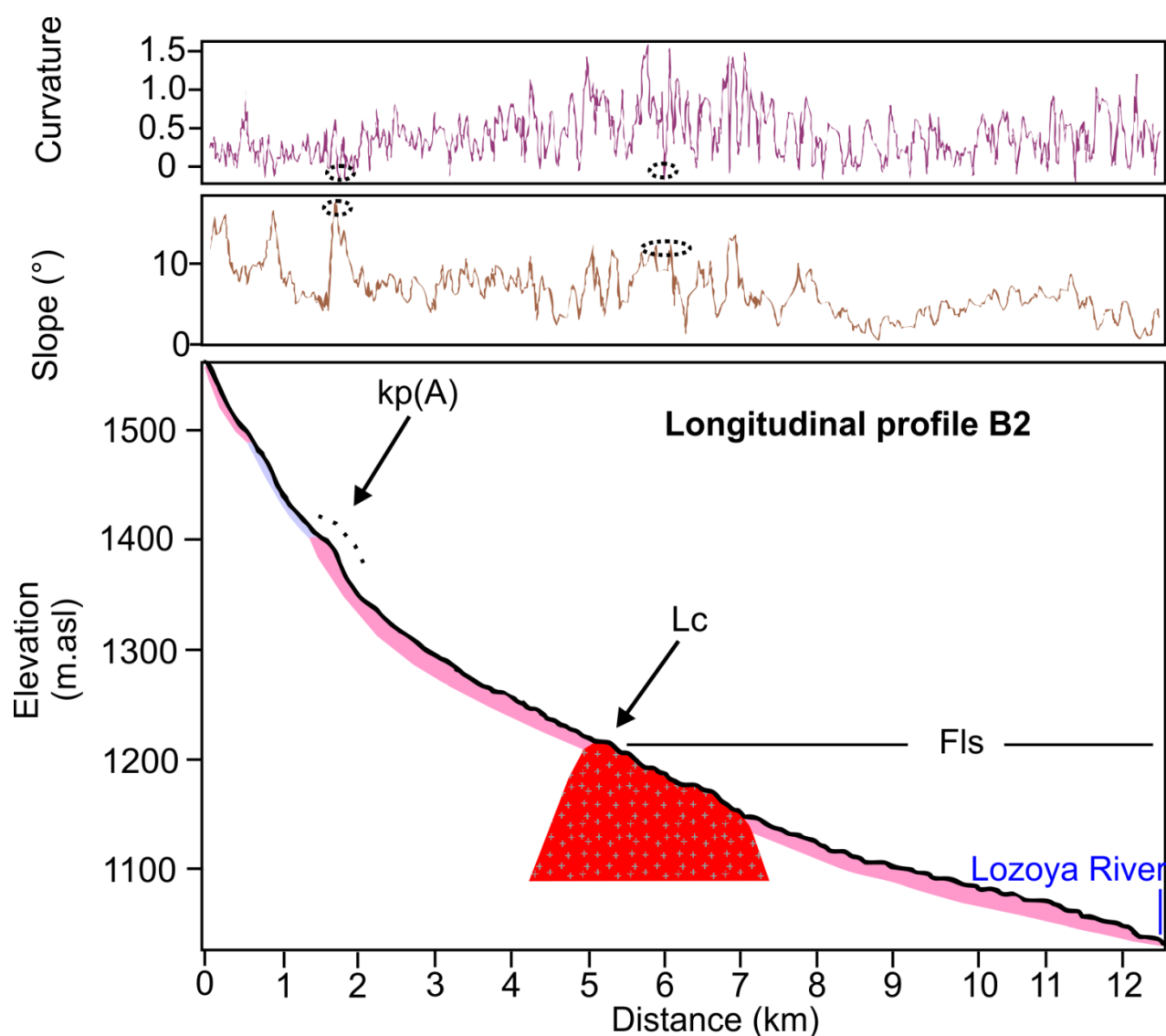
Figura 5.5. Perfiles longitudinales de los afluentes más importantes de la cuenca de drenaje del Río Lozoya y soportados por sus perfiles de pendiente y de curvatura en el sector de Lozoya. Leyenda: (1) ortoneisses y leuconeisses; (2) paraneisses, esquistos, metasamitas, pizarras negras y cuarcitas; (3) granitos, adamellitas y rocas filoñanas; (4) areniscas, arenas, dolomías, lutitas, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas; (5) depositos fluviales; (6) falla; (7) tendencia de anomalías cóncavas vinculadas con el modelo escalonado de superficies antiguas debido a la actividad Alpina (8) contacto litológico y (9) secuencia fluvial cuaternaria.

Figure 5.5. Longitudinal profiles of the principals streams of the Lozoya River drainage basin and identification of the main knickpoints, assisted by the slope and curvature profiles in the Lozoya sector. Legend:(1) Ortoneiss and leukoneiss, (2) Paraneiss, schist, black slate, quartzite and psammite, (3) Granites, adamellites and hypabyssal rocks, (4) Sandstones, dolomites, lutites, gypsums, conglomerates, boulder, cobbles, sands and clays, (5) fluvial deposits, (6) fault, (7) concave anomalies tendency related with the erosive surface staircase model formed during the Alpine tectonic activity, (8) lithological contact and (9) quaternary fluvial sequence.

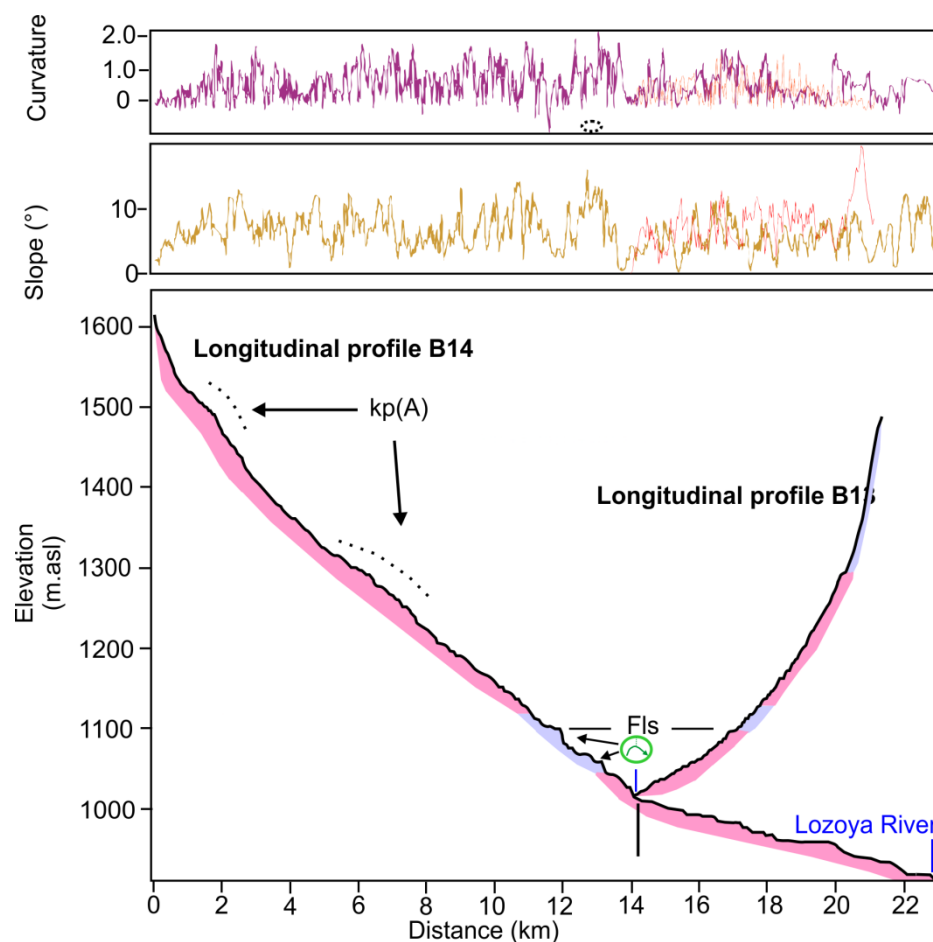
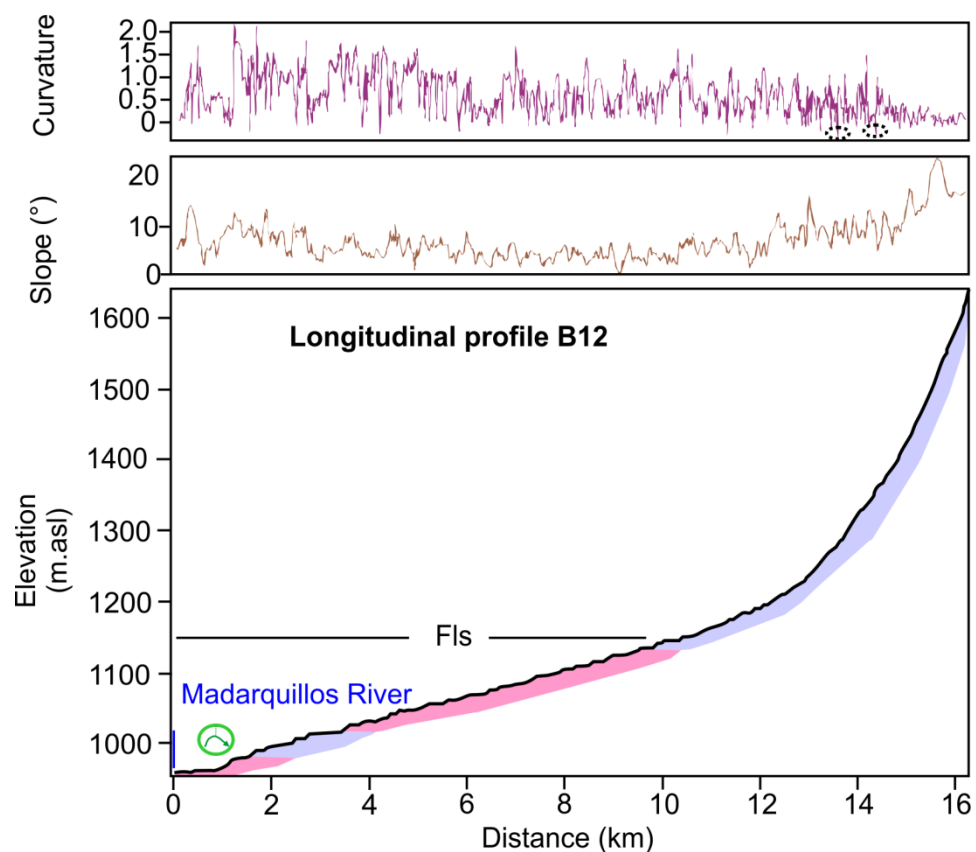
En el sector de Buitrago de Lozoya las morfologías de los perfiles longitudinales B2, B13, B14, B18, B19 y B21 siguen la misma tendencia que en el sector anterior, condicionados por la estructura de la depresión tectónica Alpina de dirección NE-SW (Figuras 5.6) y la instalación de una red Plio-Pleistocena. En el parte oriental de este sector, la tendencia morfológica cambia para el perfil longitudinal B12 (Figura 5.6), donde se observa un perfil que se asemeja más a un perfil de equilibrio, sin grandes formas cóncavas. Esta parte parece no estar afectada por la depresión alpina cuyos límites naturales llegarían hasta la falla de Somosierra. Sin embargo, su morfología Plio-Cuaternaria se ajusta con las morfologías de los afluentes B2, B19 y B21. En este sector hay que destacar la captura fluvial que se produce en la zona de los perfiles B13 y

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

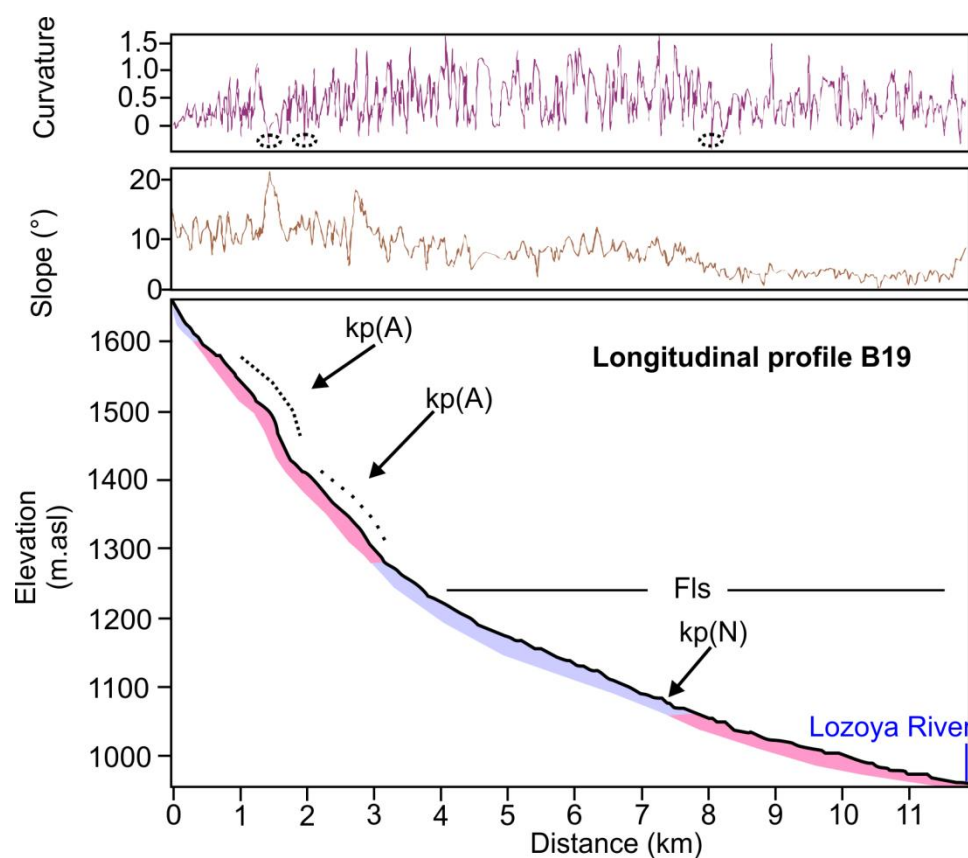
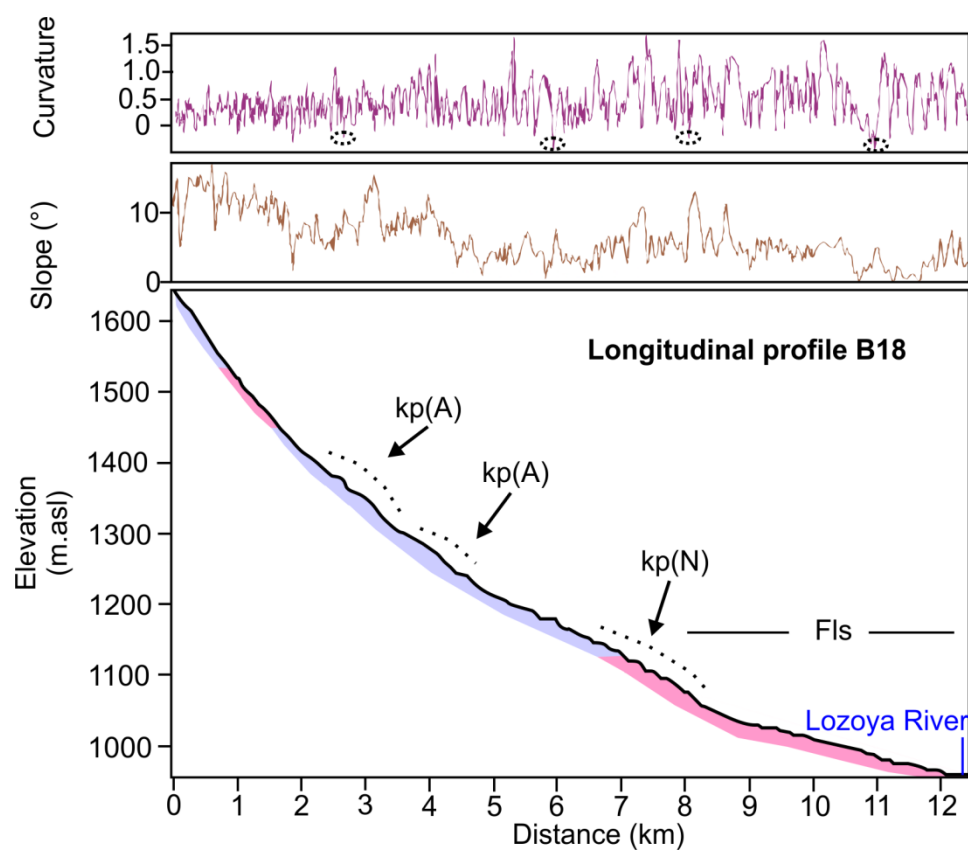
B14 (Figura 5.6) al favor del contacto lito-estructural (Varisco-Alpino) de la unidad litológica inferior de con la unidad litológica intermedia de las zonas transpresivas durante el Pleistoceno Inferior. La misma anomalía para el Pleistoceno Inferior se ha observado en el perfil B12 (Figura 5.6), y podría estar relacionada con una captura del Río de la Nava por el Río Madarquillos durante la incidencia superior, datos que coinciden con los datos extraídos por el análisis geomorfológico en el capítulo anterior. Por último la misma irregularidad se observa en el perfil B18 (Figura 5.6) posiblemente como causa del ajuste regional en la sucesión anterior.



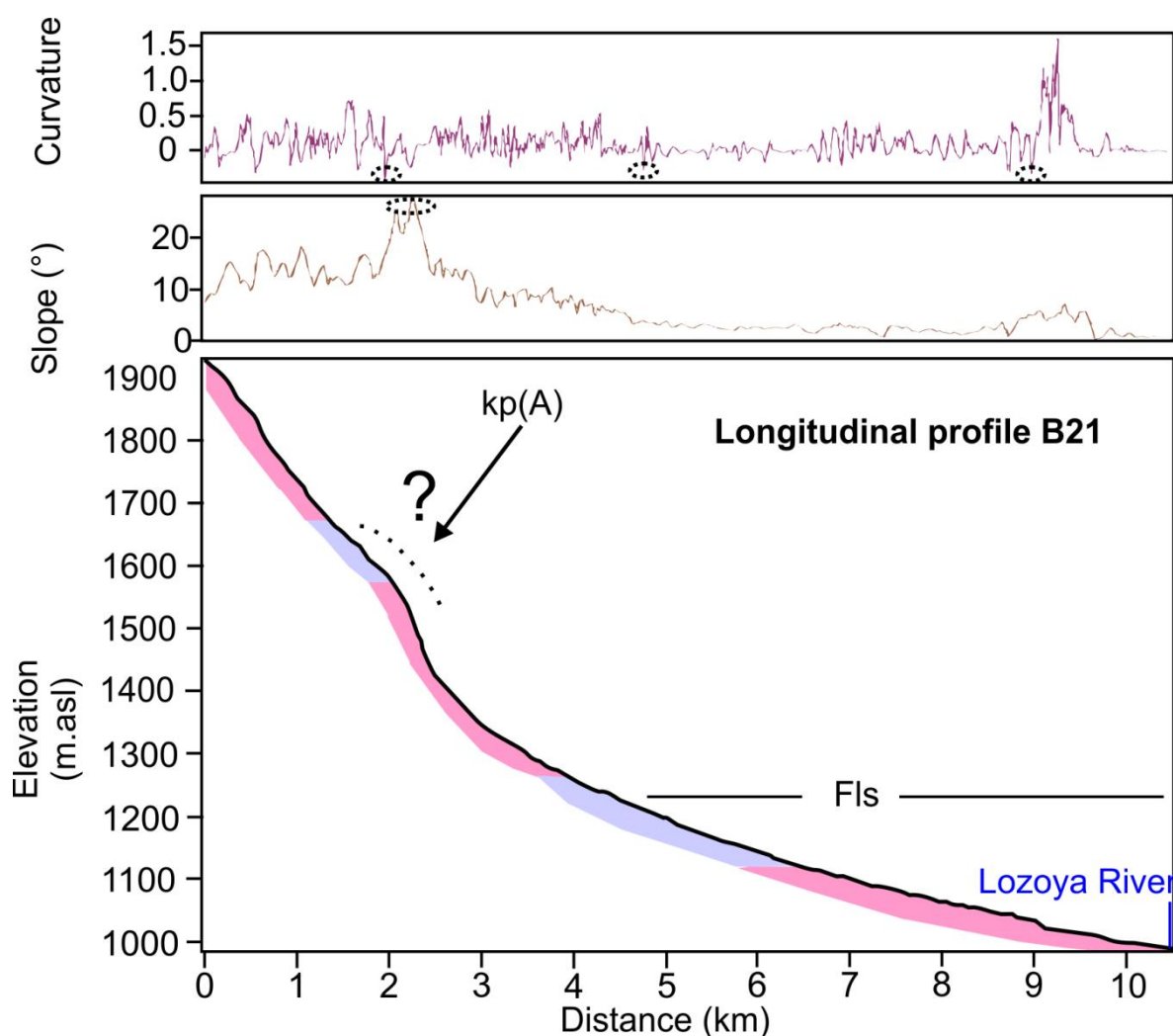
CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



Leyenda de las figuras anteriores:



Figura 5.6. Perfiles longitudinales de los afluentes más importantes de la cuenca de drenaje del Río Lozoya, complementados con los perfiles de pendiente y de curvatura en el sector de Buitrago de Lozoya. Leyenda: (1) ortoneisses y leuconeisses; (2) paraneisses, esquistos, metasamitas, pizarras negras y cuarcitas; (3) areniscas, arenas, dolomías, lutitas, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas; (4) falla; (5) tendencia de anomalías cóncavas vinculadas con el modelo escalonado de superficies antiguas debido a la actividad Alpina; (6) anomalías cóncavas vinculadas con las capturas fluviales Pleistocenas y como formas que se van

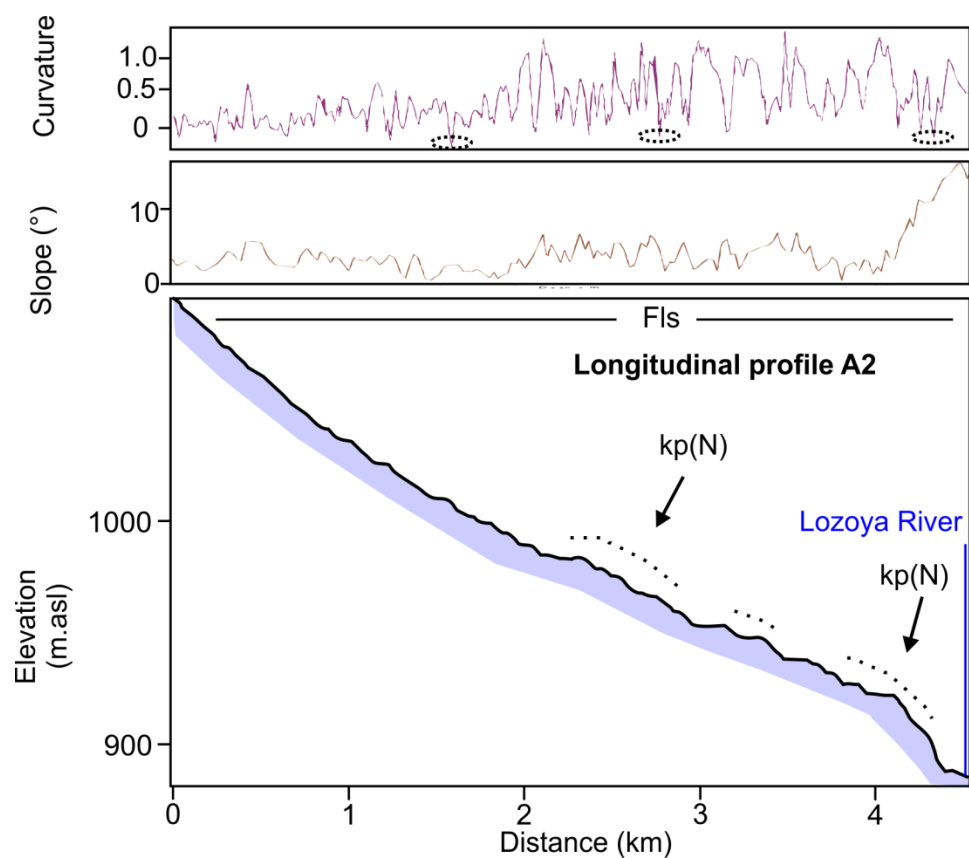
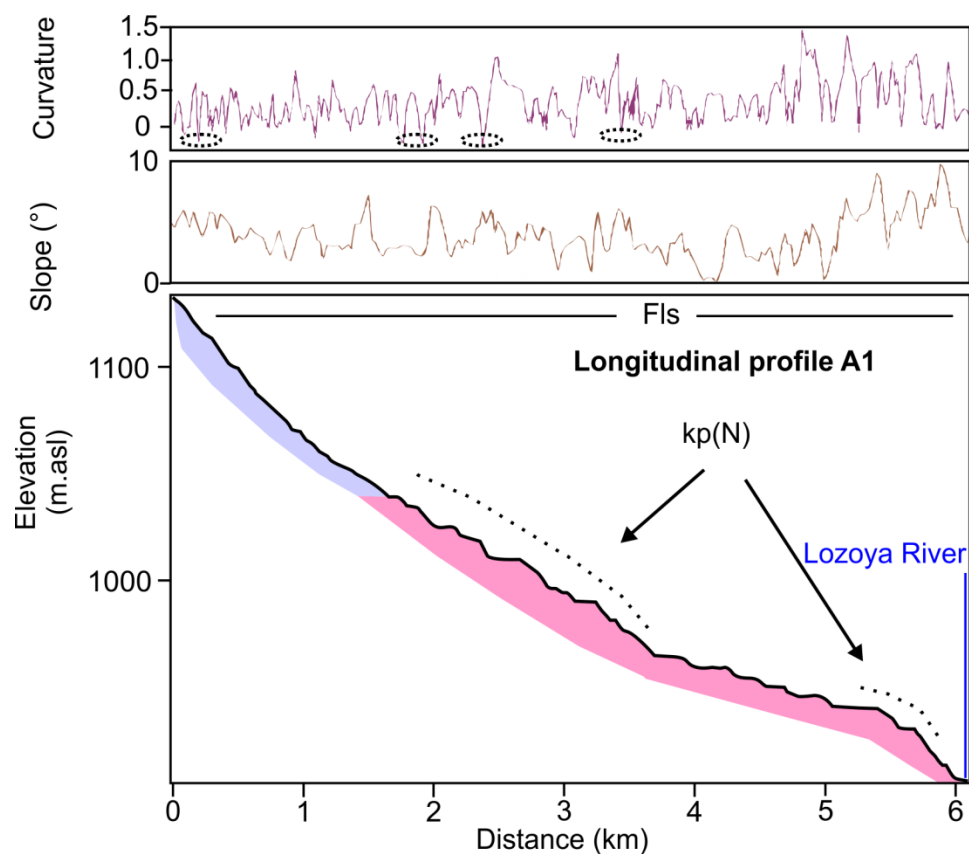
CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

adaptándose en un modelo previo (7) contacto litológico, (8) secuencia fluvial cuaternaria, (9) captura fluvial.

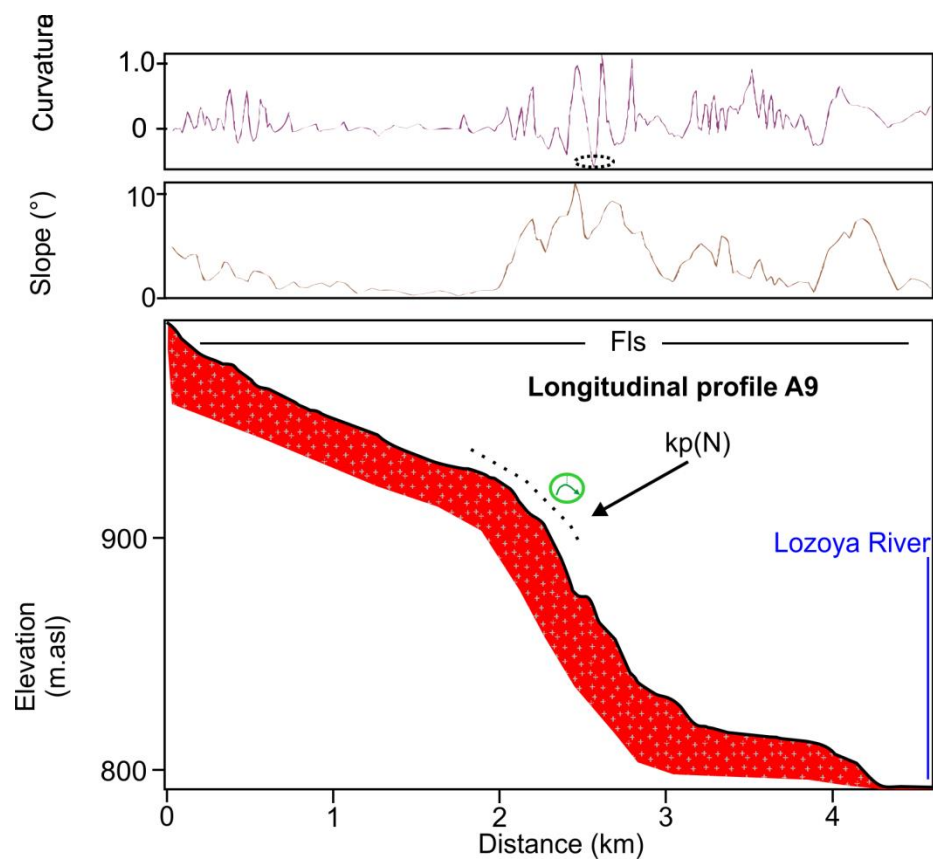
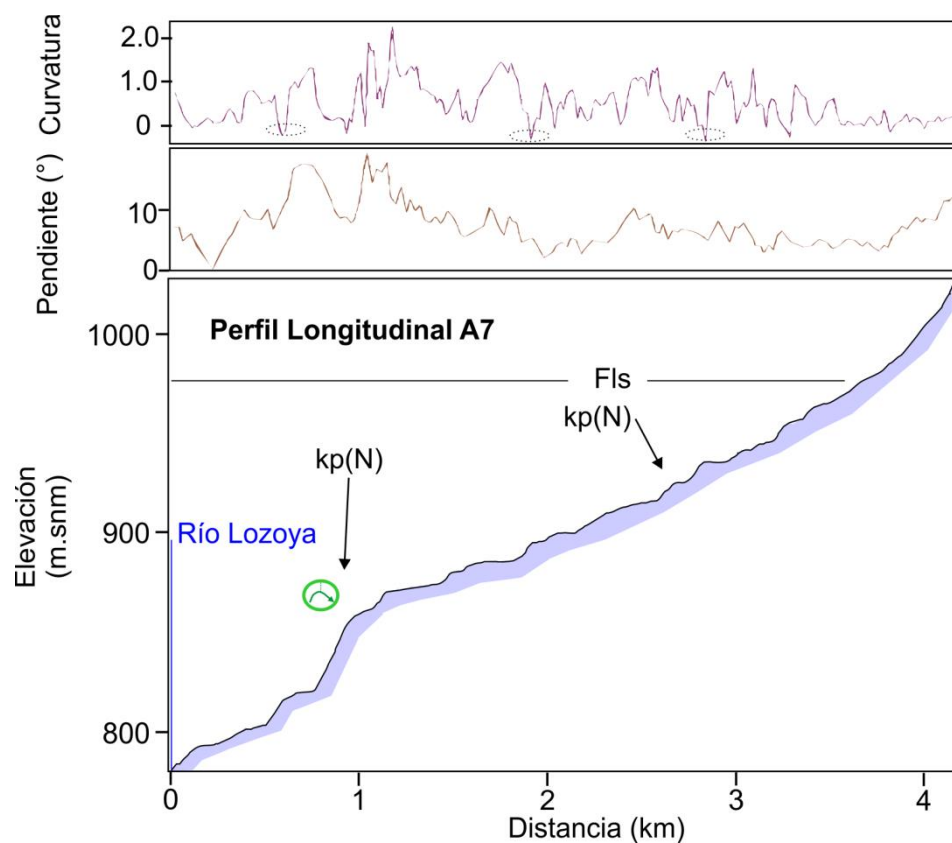
Figure 5.6. Longitudinal profiles of the principals streams of the Lozoya River drainage basin and identification of the main knickpoints, assisted by the slope and curvature profiles in the Buitrago de Lozoya sector. Legend: (1) Ortoneiss and leukoneiss, (2) Paraneiss, schist, black slate, quartzite and psammite, (3) sandstones, dolomites, lutites, gypsums, conglomerates, boulder, cobbles, sands and clays, (4) fault, (5) concave anomalies related with the erosive surface staircase model formed during the Alpine tectonic activity, (6) concave anomalies tendency related with the Pleistocene fluvial captures and probably adapted on previous model morphology, (7) lithological contact, (8) quaternary fluvial sequence and (9) fluvial capture.

El sector de Atazar está caracterizado por los perfiles longitudinales A1, A2, A7, A9, A10 y A12 (Figura 5.7), cuyo nacimiento ocurre desde altitudes de media elevación (entre 1,050-1,150 m.snm), bastante más bajos que los sectores anteriores y con una importante variedad lito-estructural. En esta área el Río Lozoya está condicionado por el contacto lito-estructural entre la unidad inferior de las rocas metasedimentarias y las rocas plutónicas paleozoicas como parte de la estructura de la Rampa y la unidad intermedia como parte de la estructura de las zonas transpasivas. En todos los perfiles se queda reflejado un incremento de la incisión del nivel de base desde la mitad del Pleistoceno Inferior debido a la captura fluvial (A9 y A7; Figura 5.7) y el ajuste del Río Lozoya a su nuevo nivel de base. Esta anomalía esta detectada en todos perfiles reconstruídos durante el Cuaternario, aunque como se ve en el perfil geomorfológico de la correlación de los depósitos terciarios entre el Sistema Central y la cuenca cenozoica de Madrid (Figura 5.8) estas anomalías podrían tener una herencia pre-Miocena.

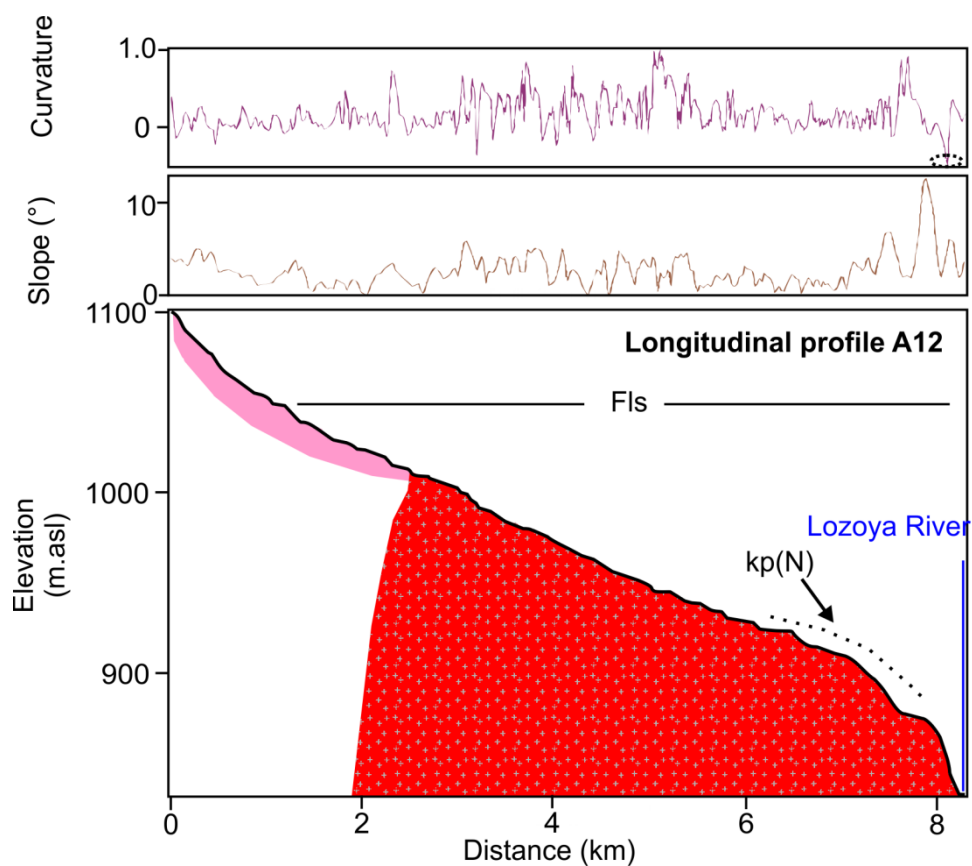
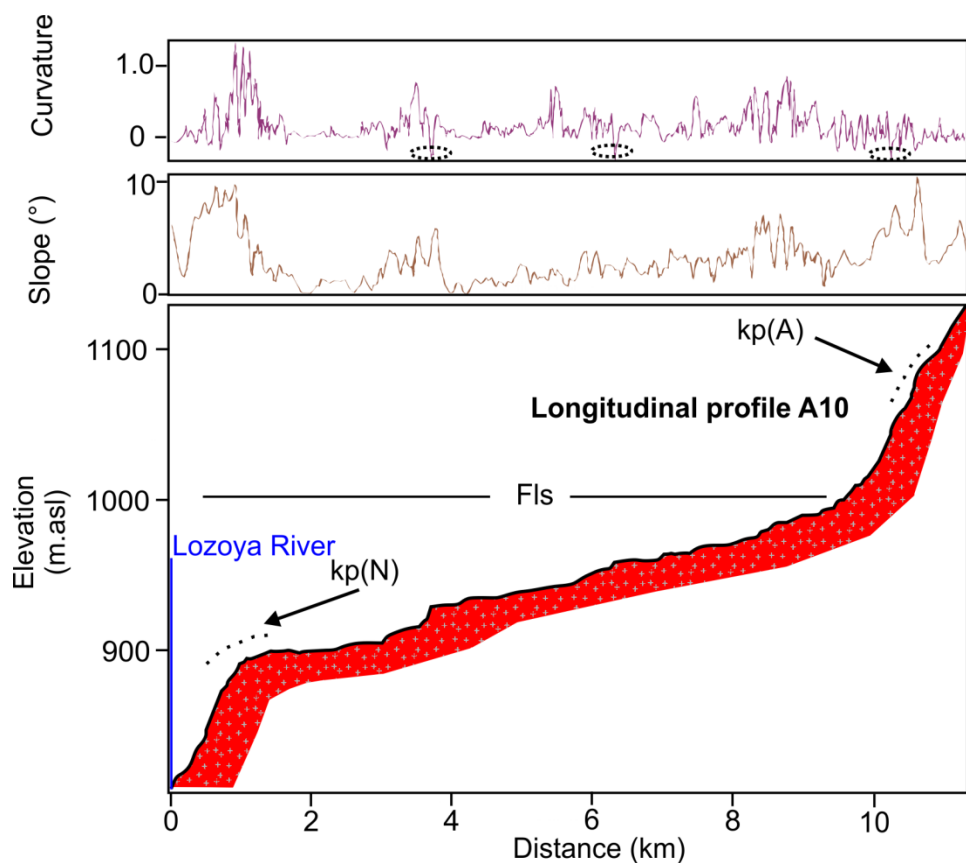
CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

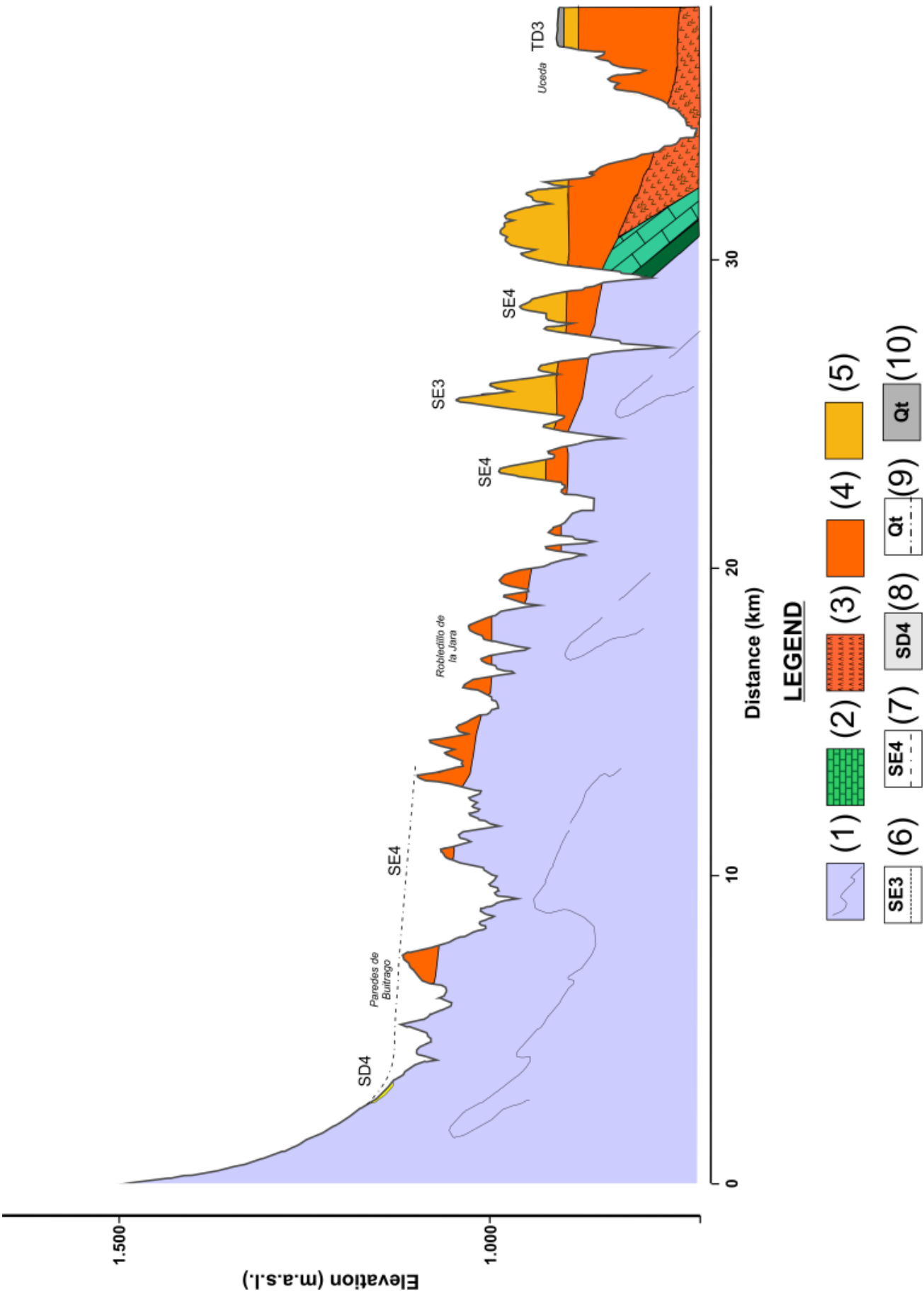
Leyenda de las figuras anteriores:



Figura 5.7. Perfiles longitudinales de los afluentes más importantes de la cuenca de drenaje del Río Lozoya, contrastados por los perfiles de pendiente y de curvatura en el sector del Atazar. Leyenda: (1) ortoneisses y leuconeisses; (2) paraneisses, esquistos, metasamitas, pizarras negras y cuarcitas; (3) granitos, adamellitas y rocas filoñanas; (4) captura fluvial, (5) anomalías cóncavas vinculadas con el modelo escalonado de superficies antiguas debido a la actividad Alpina (6) tendencia de anomalías cóncavas vinculadas con las capturas fluviales Pleistocenas y como formas que se van adaptándose en un modelo previo y (7) secuencia fluvial cuaternaria.

Figure 5.7. Longitudinal profiles of the principals streams of the Lozoya River drainage basin and identification of the main knickpoints, assisted by the slope and curvature profiles. Legend: (1) Ortoneiss and leukoneiss, (2) Paraneiss, schist, black slate, quartzite and psammite, (3) Granites, adamelites and hypabyssal rocks, (4) fluvial capture, (5) concave anomalies related with the erosive surface staircase model formed during the Alpine tectonic activity and (6) concave anomalies tendency related with the Pleistocene fluvial captures and probably adapted on previous model morphology and (7) quaternary fluvial sequence.

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

Figura 5.8. Perfil geomorfológico de correlación de los depósitos Terciarios entre los sectores del sistema central y la cuenca cenozoica de Madrid. Leyenda: (1) Paleozoico (paraneis, esquistos y psamitas), (2) Mesozoico (areniscas, arenas, dolomías y lutitas), (3) Paleógeno (yesos, conglomerados y arenas), (4) Inferior/Medio Neógeno (bloques, cantos, arenas y arcillas), (5) Neógeno Superior (bloques, cantos, arenas y arcillas), (6) Superficie de erosión arcillas), (9) Superficies de erosión Cuaternarias y (10) Depósitos Cuaternarios (bloques, cantos, arenas.

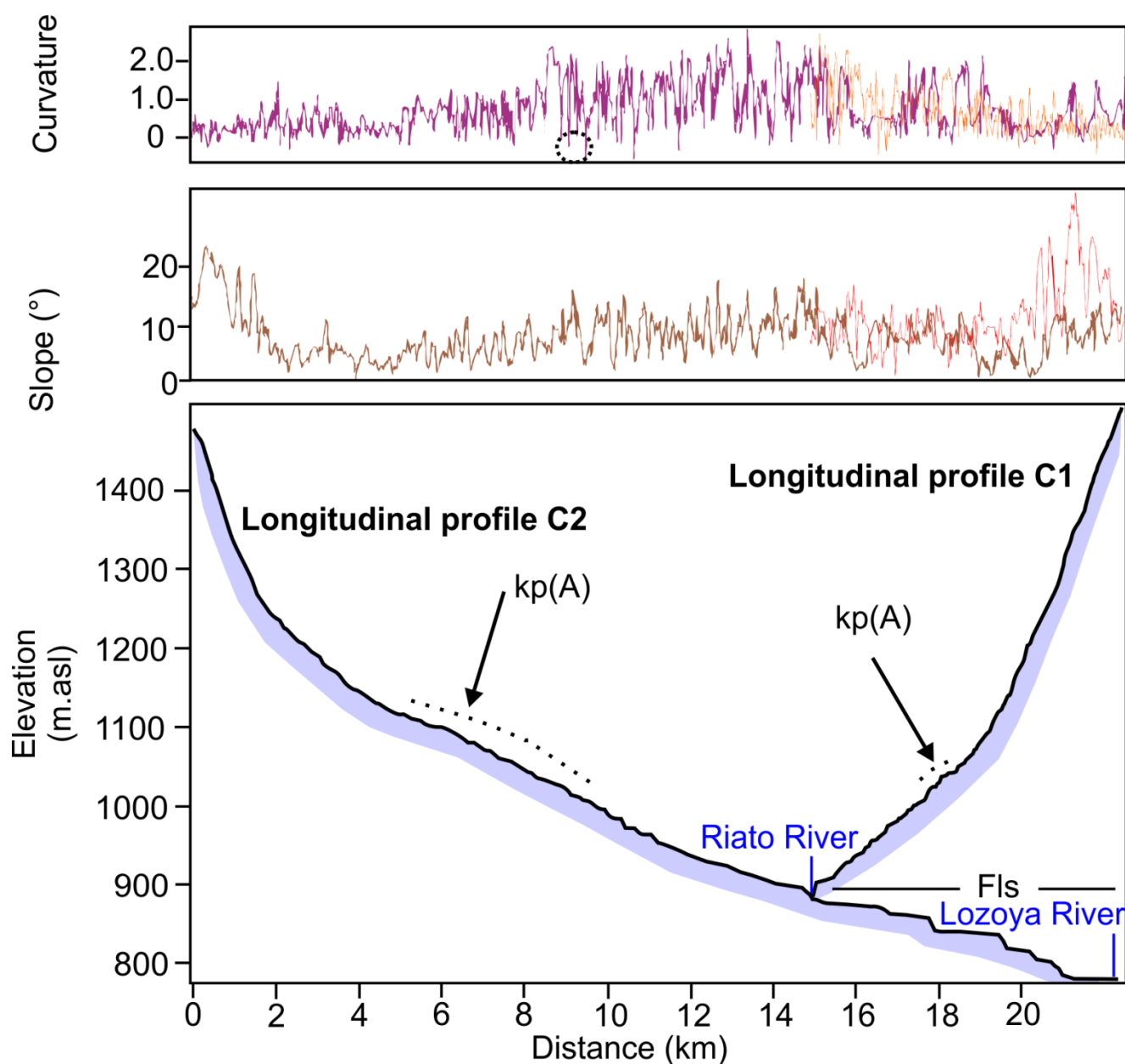
Figure 5.8. Geomorphological profile of the Tertiary deposits correlation between the central system and the Madrid Cenozoic basin. Legend: (1) Paleozoic (paraneiss, schist, and psammite), (2) Mesozoic (sandstone, sand, dolomite and lutites), (3) Paleogene (gypsum, conglomerates and sands), (4) Early/Middle Neogene (boulder, cobbles, sands and clays), (5) Late Neogene (boulder, cobbles, sands and clays), (6) SE3 erosive surface, (7) SE4 erosive surface, (8) SD4 alluvial glacia deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (9) Quaternary erosive surfaces and (10) Quaternary deposits (boulder, cobbles, sands and clays).

El último sector del Cerro de la Oliva está localizado en una zona cuya litología es muy homogénea (pizarras negras de la unidad superior). Sin embargo sus perfiles no tienen las mismas características morfológicas en toda el área. La morfología en los perfiles C1 y C2 se detectan anomalías muy parecidas que a los perfiles de los sectores anteriores. Es decir cambios del nivel del equilibrio del perfil en posiciones altas dejando formas cóncavas y posiblemente su formación podría estar vinculada niveles de base desnivelados por la actividad tectónica Alpina pre-Miocena. Durante el Plio-Pleistoceno, los perfiles recupera tienden a recuperar su equilibrio y desde el final del Pleistoceno Inferior se observan grandes ratios de incisión fluvial relacionada con la captura fluvial en la misma zona y su ajuste en el nuevo nivel de base regional. No obstante, estas anomalías no se identificaron en los perfiles C3 y C4 que presentan un

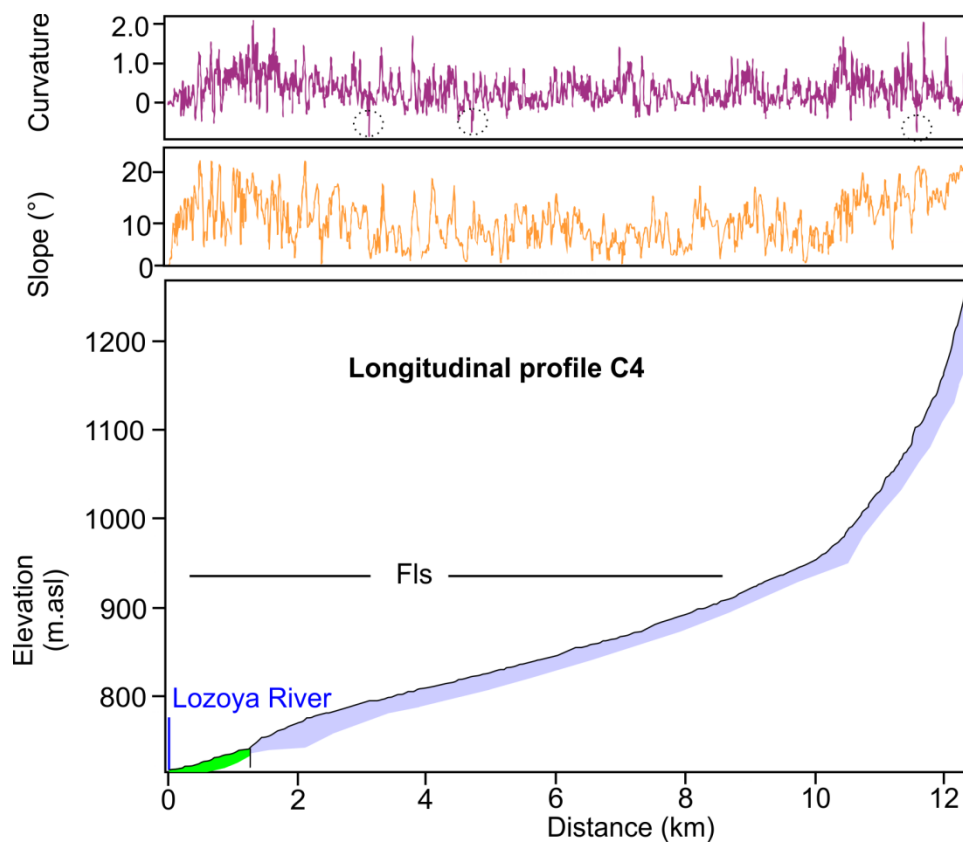
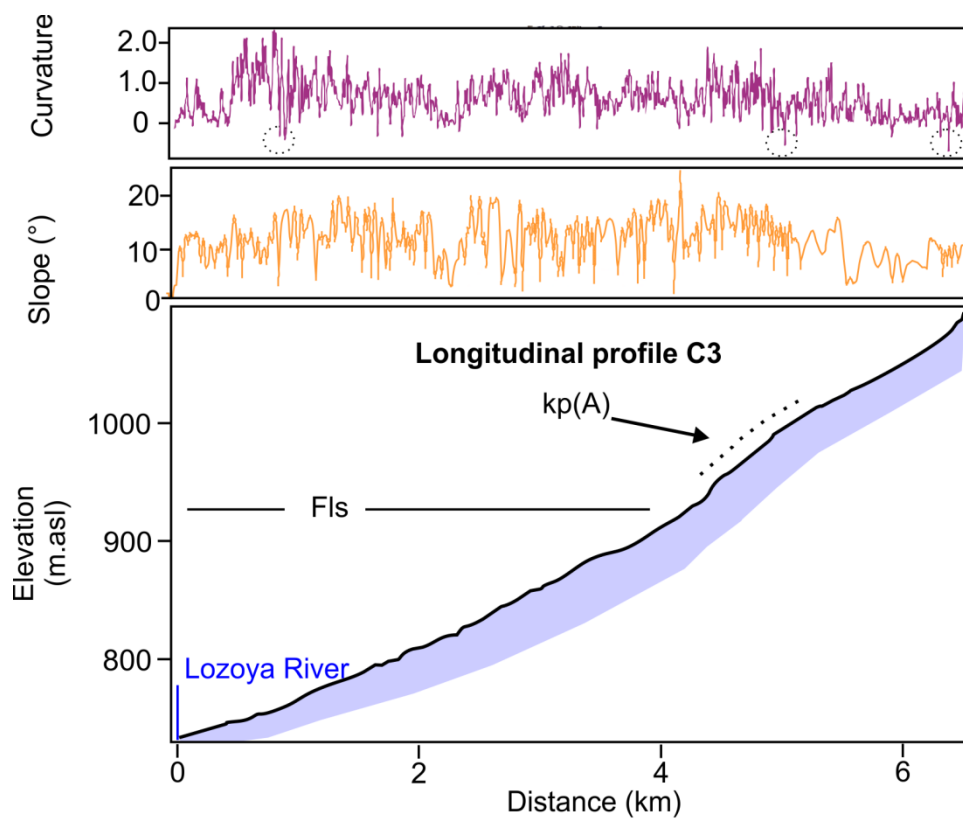
CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

perfil de equilibrio muy diferente a los anteriores (Figura 5.9), sin grandes anomalías.

Al final del tramo del perfil C4 se ha identificado una pequeña anomalía posiblemente relacionada con el cambio litológico entre rocas sedimentarias del Mesozoico (dolomías, calizas arenas y arcillas) con rocas metamórficas del Paleozoico (pizarras negras).



CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

Leyenda de las figuras anteriores:

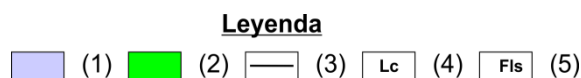


Figura 5.9. Perfiles longitudinales de los afluentes más importantes de la cuenca de drenaje del Río Lozoya y soportados por sus perfiles de pendiente y de curvatura. Leyenda: (1) paraneisses, esquistos, metasamitas, pizarras negras y cuarcitas; (2) areniscas, arenas, dolomías, lutitas, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas; (3) falla; (4) anomalías cóncavas vinculadas con el modelo escalonado de superficies antiguas debido a la actividad Alpina y (5) secuencia fluvial cuaternaria.

Figure 5.9. Longitudinal profiles of the principals streams of the Lozoya River drainage basin and identification of the main knickpoints, assisted by the slope and curvature profiles. Legend: (1) Paraneiss, schist, black slate, quartzite and psammite, (2) Sandstones, dolomites, lutites, gypsums, conglomerates, boulder, cobbles, sands and clays, (3) fault, (4) concave anomalies related with the erosive surface staircase model formed during the Paleogene tectonic activity and (5) quaternary fluvial sequence.

El análisis de los perfiles longitudinales más importantes en cada sector nos indica que sus morfologías anómalas están condicionadas por sus propiedades lito-estructurales. En los sectores de Lozoya (L1, L2, L3, L5, L7, L11 y L11), de Buitrago de Lozoya (B2, B13, B14, B18, B19 y B21) y en el Cerro de la Oliva (C1 y C2) es donde los perfiles van cortando antiguas superficies, se han detectado anomalías asociadas a antiguos niveles de base que marcan las etapas del levantamiento Alpino y van dejando un modelos escalonado con una amplia secuencia de superficies antiguas. Durante el Cuaternario los perfiles L1, L2, L3, L5, L7, L11, L11, B2, B19 y B21 van recuperando su perfil de equilibrio caracterizados por pequeños escarpes fluviales. Sin embargo, para el mismo periodo para aguas abajo en los sectores de Atazar y Cerro de la Oliva se ha detectado una evidente anomalía debida a la captura fluvial en la zona de Atazar y su herencia por la actividad Alpina Paleógena. En cualquier caso como era esperado, la

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

incisión fluvial es más fuerte aguas abajo y el perfil se va ajustando con el tiempo aguas arriba.

5.2. ESTUDIO MORFOLÓGICO DE LA RED DE DRENAJE DE LA CUENCA DEL RÍO LOZOYA DESDE UN PUNTO DE VISTA MORFO-ESTADÍSTICO

5.2.1. Resultados y discusión

Mediante el análisis discriminante hemos podido combinar los valores de otras variables cuantitativas que nos ayudaron a predecir un nuevo grupo de clasificación para las 4 clases litológicas. Se utilizaron 1996 casos para desarrollar un modelo que podría diferenciar las 4 clases. Se introdujeron 4 variables pronosticadas y se usaron las 2 funciones discriminantes que mejor se ajustan para p-valores inferiores a 0,05 que son estadísticamente significativas al 95% de nivel de confianza.

Durante el empleo de este método se identificaron 5 nuevos grupos. Dos grupos (A y B) para la clase 1; dos grupos (C y D) para la primera (1) y tercera (3) clases; y un grupo (E) para la segunda (2) clase (Figura 5.10). En todas las clases hay valores no agrupados y muy dispersos que probablemente están relacionados con las zonas de ladera donde predominan altas tasas de erosión y morfologías difíciles de clasificar.

El grupo A y B (clase 1) se encuentra en la zona del Valle alto del Lozoya. Esta zona se caracteriza por suaves pendientes y pequeños valores de SL y valores de Cp próximos al 0. Esta área está representada por altos valores negativos para la función 1 y cerca de 0 para los valores del eje x (función 2; Figura 5.11). La zona del Valle alto de Lozoya en

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

sus altitudes inferiores (1.000-1.300 msnm) está caracterizada por formas de relieve suave y dominan los procesos de sedimentación y agradación (Figura 5.10). Los grupos C y D están representados por rocas de la primera y tercera clase. Estos grupos se identifican con bajos valores negativos a los ejes X e Y (Figura 5.11). En las cotas inferiores de las zonas de Buitrago de Lozoya y de Lozoyuela, los grupos C y D están relacionados con morfologías erosivas planas y extensas excepto en las zonas de contacto entre diferentes grupos lito-estructurales donde está instalada la red fluvial del Río Lozoya, y se forman cañones y zonas de alta incisión (zona Atazar, Figura 5.10). Por último, el grupo E está formado por rocas de la segunda clase. En la trama E (Figura 5.11) podemos observar que este grupo tiene valores positivos para la primera función, algo que no sucede en los demás grupos. Esta zona está caracterizada por altos valores de pendiente y de SL y negativos para Cp.

Discriminant Analysis Interpolation

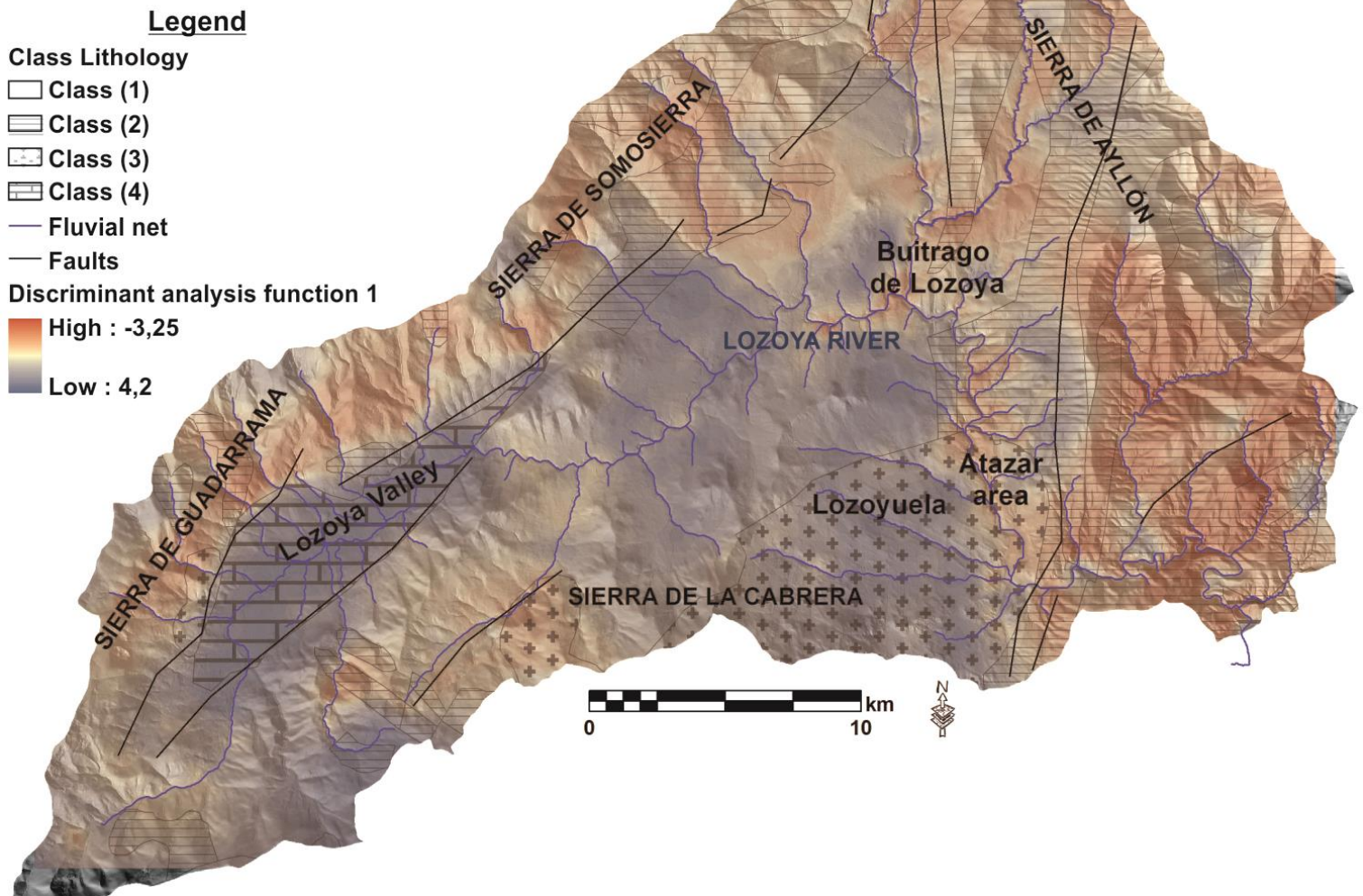
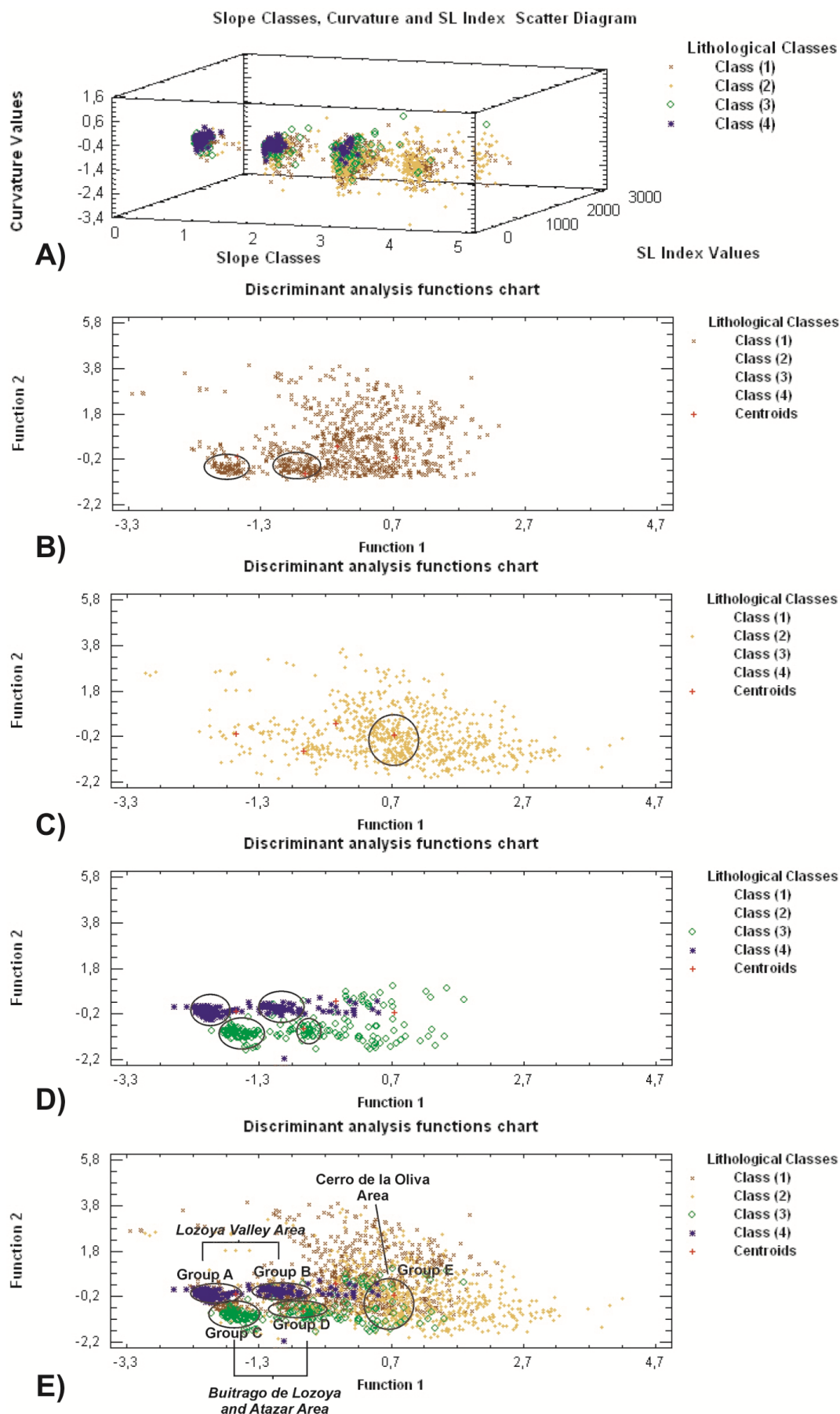


Figura 5.10. Mapa para calculado para las funciones del análisis discriminante en nuestra zona de estudio. El mapa se ha clasificado según el método del cuantil.

Figure 5.10. Map of the discriminant analysis functions, calculated for Lozoya study area. The black lines correspond to the main faults of the study area. Discriminant functions were classified according to the quantile method.

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

Figura 5.11. A) Diagrama de correlación entre las diferentes clases litológicas identificadas en la cuenca de drenaje del Río Lozoya y las clases de pendiente, los valores de los perfiles de Curvatura (Cp) y los del índice SL. B) Diagrama de las funciones discriminantes solo para la clase (1). C) Diagrama de las funciones discriminantes solo para la clase (2). D) Diagrama de las funciones discriminantes para las clases (3) y (4). E) Diagrama de las funciones discriminantes para todas las clases.

Figura 5.11. A) Correlation scatter plot between Slope classes, Curvature profile (Cp) values and SL with the Lozoya basin lithological classes. B) Discriminant analysis function chart for class (1). C) Discriminant analysis function chart for class (2). D) Discriminant analysis function chart for classes (3) and (4). E) Discriminant analysis function chart for all the classes.

Concluyendo, según los resultados descritos anteriormente se puede establecer una relación entre la litología y las morfologías dominantes en nuestra zona de estudio. La clase 4 (rocas sedimentarias) está caracterizada por formas de relieve suave, asociadas con altas tasas de sedimentación altas y una gran vulnerabilidad a los procesos de erosión y meteorización (zonas de karst en el área de Lozoya del Valle). La primera y tercera clase (rocas metamórficas de alto grado y plutónicas) están representadas por formas planas erosivas, como altiplanicies o mesoplanicies (formas erosivas antiguas), pedimentos, rellanos, terrazas rocosas, navas y cañones. Por fin, la segunda clase litológica (rocas metamórficas de grado bajo a medio) está relacionada con formas erosivas degradadas, valles escarpados y grandes cañones.

5.3. RECONSTRUCCIÓN DE LOS NIVELES DE BASE

En este trabajo se presentan las reconstrucciones preliminares de los niveles de base de tres terrazas del valle del Río Lozoya, correspondientes a los niveles T4 (+170-173 m), T13 (+80-85 m), ambos del Pleistoceno inferior, y T18 (+30-35 m), formada durante el Pleistoceno medio. Se han elegido estas terrazas ya que están suficientemente preservadas para hacer factible su reconstrucción y representan hitos importantes en la evolución del paisaje que caracterizan las distintas etapas generadas tras las capturas fluviales detectadas en la cuenca del Río Lozoya. La reconstrucción de los perfiles longitudinales de estas terrazas utilizando funciones polinómicas ha permitido diferenciar variaciones en el perfil longitudinal del valle durante estas tres etapas. Las funciones aplicadas varían entre ecuaciones polinómicas de grado 8 (T13 y T18) y de grado 5 (T4), obteniendo siempre ajustes de $R^2 > 0,99$ (Tabla 5.2). En los tres perfiles reconstruidos se observan distintas tendencias que podrían informar de las respuestas del Río Lozoya frente a los cambios litológicos o movimientos tectónicos verticales durante el Cuaternario. En el perfil más antiguo (T4, +170-173 m), caracterizado por una menor presencia de datos, se observan dos formas cóncavas tenues, localizadas a la altura de la presa del embalse de Pinilla del Valle y de Buitrago de Lozoya. En el perfil de la terraza T13 (+80-85 m), con una mayor cantidad de datos, estas dos formas son aún más acentuadas (Figura 5.12). Sin embargo en el perfil más reciente, correspondiente a la terraza T18 (+30-35 m), ambas formas ya no son reconocibles. Esta diferencia de comportamiento entre las terrazas más antiguas y la más moderna podría indicar la presencia de levantamientos tectónicos y/o diferencias litoestructurales, como ya ha sido analizado en el apartado 4.2.3.2.

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

La interpolación de los niveles de base tridimensionales se hizo aplicando el método de Interpolación Polinómica Local, el cual ajusta varias funciones polinómicas de carácter local, que se solapan hasta cubrir el área de estudio. Dada el área a interpolar y los datos existentes, este método fue el que generó modelos con menos errores. La ausencia de datos en determinadas zonas, como en las cabeceras de los valles del río Madarquillos, del río Riato o del arroyo de la Garita, no permitió su reconstrucción, por lo que sólo se muestra una tendencia general basada en la elevación de sus niveles de base considerando la altura relativa media de la terraza reconstruida.

Los modelos reconstruidos se presentan en la figura 5.13. En esta figura se pueden observar tanto las tendencias del valle descritas en los perfiles longitudinales, como diversos procesos de captura que han afectado al curso del Río Lozoya. Durante la formación de la terraza T4 (+170-173 m), el valle del Río Lozoya drenaría su tramo final con dirección sur, a través del paso de La Cabrera. Los procesos de capturas erosivas y/o neotectónicos procedentes del Este terminarían por capturar al Río Lozoya, haciendo que su curso durante la formación de las terrazas posteriores, como la T13 (+80-85 m) y T18 (+30-35 m), virase hacia el Este hasta su unión con el río Jarama en su confluencia actual. Otro proceso de captura se produciría en el norte, donde al arroyo de la Garita inicialmente drenaría directamente al valle del Lozoya, mientras que en eventos posteriores su curso sería capturado por el río Madarquillos (Karampaglidis *et al.*, 2011).

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

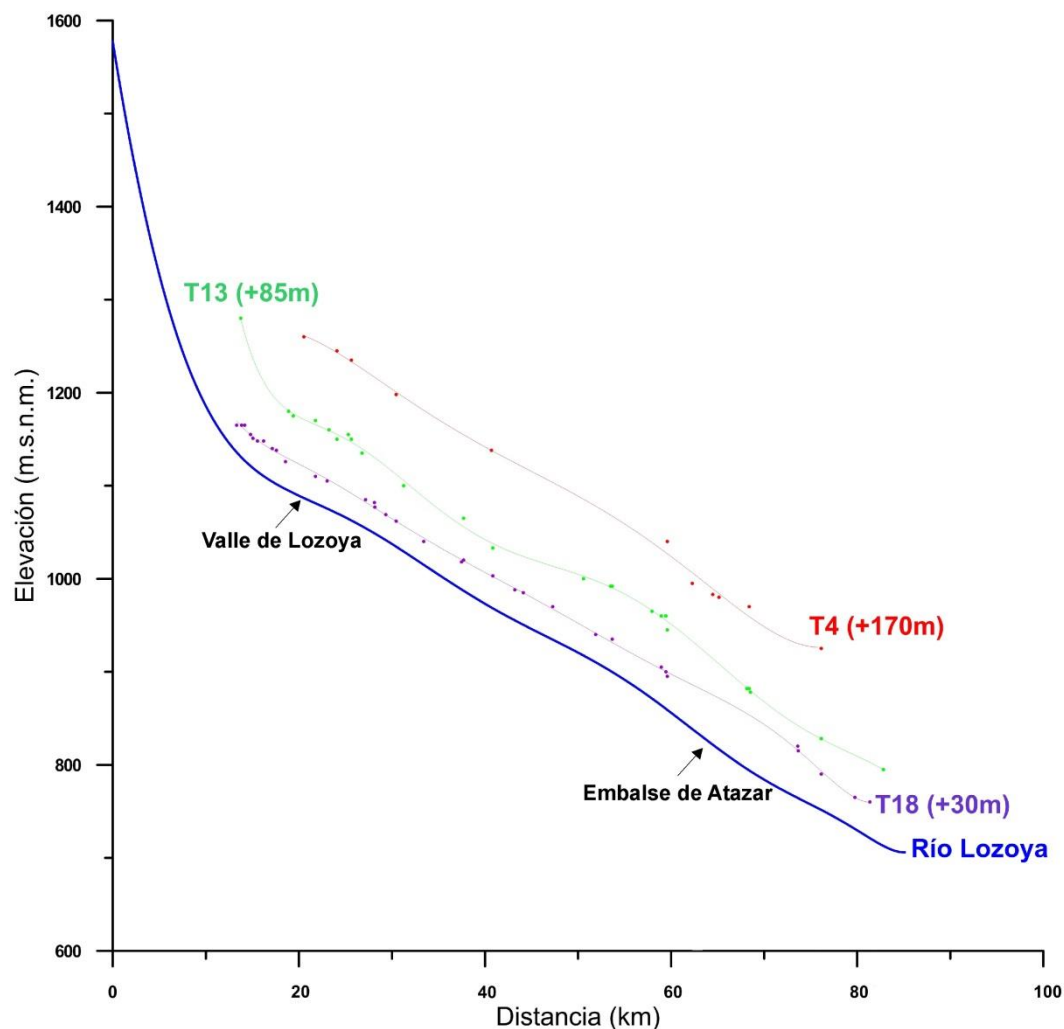
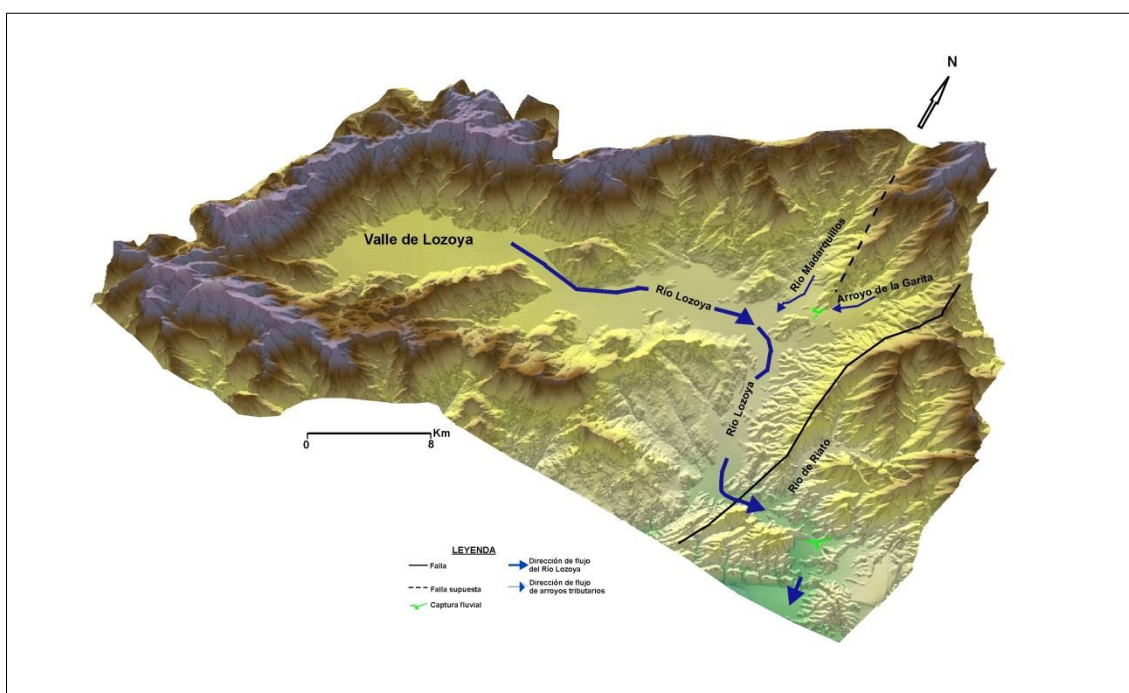
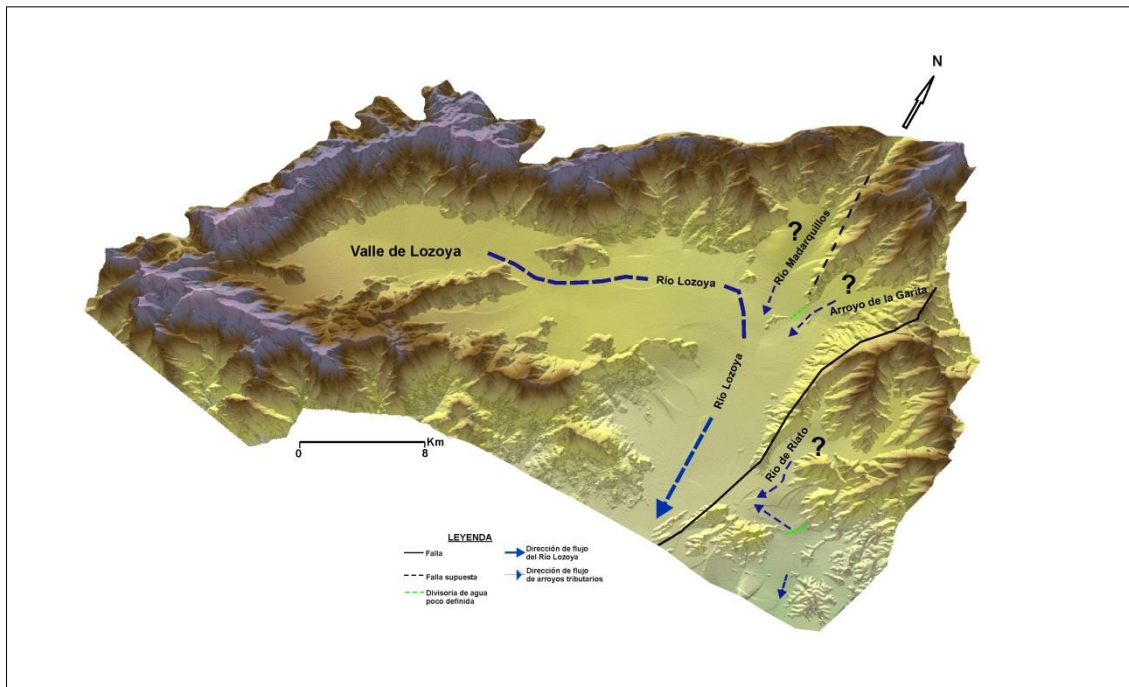


Figura 5.12. El perfil longitudinal del Río Lozoya y los tres niveles de base del Río Lozoya de las terrazas reconstruidas T18 (+30m), T13 (+85 m) y T4 (+170 m).

Figure 5.12. The longitudinal profile of the Lozoya river and the reconstruction of the three base levels of the Lozoya river T18 (+30m), T13 (+85 m) and T4 (+170 m).

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE



CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

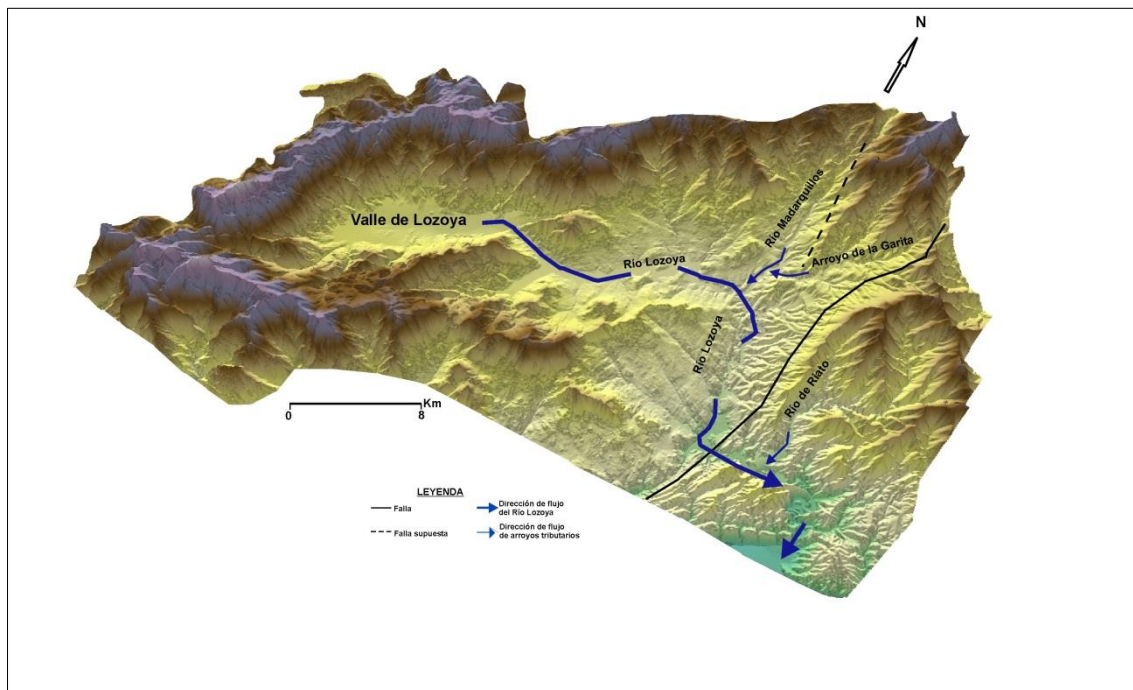


Figura 5.13. Modelización de los paleopaisajes del valle del Lozoya basados en la reconstrucción geométrica de los niveles de base fluviales cuaternarios. A) Modelo para la terraza T18 (+30 m). B) Modelo para la terraza T13 (+85 m). C) Modelo para la Terraza T4 (+170 m).

Figure 5.13. Remodeling of the Lozoya Valley based on the reconstruction of the quaternary river base levels. A) Reconstructed model for the fluvial terrace T18 (+30 m). B) Reconstructed model for the fluvial terrace T13 (+85 m). C) Reconstructed model for the fluvial terrace T4 (+170 m).

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

Resultados de ajuste

<p>Ajuste 1: Polinómica (+170-173m)</p> <p>Ecuación $Y = C_0 + C_1 * X + C_2 * X^2 + C_3 * X^3 + C_4 * X^4 + C_5 * X^5$</p> <p>Grado = 5</p> <p>Número de puntos usados = 21</p> <p>Promedio X = 48861.4</p> <p>Promedio Y = 1088.09</p> <p>Coefficiente:</p> <p>$C_0(\text{grado } 0) = 834.4099061$ ($R^2 = 0$)</p> <p>$C_1(\text{grado } 1) = 0.068626533$ ($R^2 = 0.996042$)</p> <p>$C_2(\text{grado } 2) = -3.817181791E-006$ ($R^2 = 0.996075$)</p> <p>$C_3(\text{grado } 3) = 9.21760776E-011$ ($R^2 = 0.996194$)</p> <p>$C_4(\text{grado } 4) = -1.05455908E-015$ ($R^2 = 0.996363$)</p> <p>$C_5(\text{grado } 5) = 4.592168879E-021$ ($R^2 = 0.997063$)</p> <p>* R^2: Coeficiente de determinación</p>	<p>Ajuste 1: Polinómica (+80-85m)</p> <p>Ecuación $Y = C_0 + C_1 * X + C_2 * X^2 + C_3 * X^3 + C_4 * X^4 + C_5 * X^5 + C_6 * X^6 + C_7 * X^7 + C_8 * X^8$</p> <p>Grado = 8</p> <p>Número de puntos usados = 26</p> <p>Promedio X = 45928.8</p> <p>Promedio Y = 1025.92</p> <p>Coefficiente:</p> <p>$C_0(\text{grado } 0) = 5484.315735$ ($R^2 = 0$)</p> <p>$C_1(\text{grado } 1) = -0.866681935$ ($R^2 = 0.984693$)</p> <p>$C_2(\text{grado } 2) = 7.293490995E-005$ ($R^2 = 0.984704$)</p> <p>$C_3(\text{grado } 3) = -3.325606634E-009$ ($R^2 = 0.990647$)</p> <p>$C_4(\text{grado } 4) = 8.938315961E-014$ ($R^2 = 0.994738$)</p> <p>$C_5(\text{grado } 5) = -1.455689473E-018$ ($R^2 = 0.994913$)</p> <p>$C_6(\text{grado } 6) = 1.409917291E-023$ ($R^2 = 0.996111$)</p> <p>$C_7(\text{grado } 7) = -7.464335252E-029$ ($R^2 = 0.998902$)</p> <p>$C_8(\text{grado } 8) = 1.661936455E-034$ ($R^2 = 0.999017$)</p>	<p>Ajuste 1: Polinómica (+30-35m)</p> <p>Ecuación $Y = C_0 + C_1 * X + C_2 * X^2 + C_3 * X^3 + C_4 * X^4 + C_5 * X^5 + C_6 * X^6 + C_7 * X^7 + C_8 * X^8$</p> <p>Grado = 8</p> <p>Número de puntos usados = 34</p> <p>Promedio X = 38132.2</p> <p>Promedio Y = 1018.82</p> <p>Coefficiente:</p> <p>$C_0(\text{grado } 0) = 2424.413361$ ($R^2 = 0$)</p> <p>$C_1(\text{grado } 1) = -0.2850789243$ ($R^2 = 0.998687$)</p> <p>$C_2(\text{grado } 2) = 2.726773616E-005$ ($R^2 = 0.998781$)</p> <p>$C_3(\text{grado } 3) = -1.44319997E-009$ ($R^2 = 0.999275$)</p> <p>$C_4(\text{grado } 4) = 4.543833489E-014$ ($R^2 = 0.999305$)</p> <p>$C_5(\text{grado } 5) = -8.7500359E-019$ ($R^2 = 0.999317$)</p> <p>$C_6(\text{grado } 6) = 1.010585256E-023$ ($R^2 = 0.999387$)</p> <p>$C_7(\text{grado } 7) = -6.423462744E-029$ ($R^2 = 0.999389$)</p> <p>$C_8(\text{grado } 8) = 1.725656457E-034$ ($R^2 = 0.999528$)</p>
---	---	---

Tabla 5.2. Las funciones aplicadas de ecuaciones polinimicas de diferentes grados y sus atributos.

Table 5.2. The applied functions of the polynomial equations for different degrees and their attributes.

Combinando los índices morfométricos con reconstruidos antiguos niveles de base nos ha permitido caracterizar la incisión fluvial y comprender la importancia de la litología, tectónica y la geomorfología durante la reconstrucción paleopaisajística en el Cuaternario.

Durante el estudio morfométrico se ha observado que el Río Lozoya presenta una tendencia de formar valles en forma de V. No obstante, el valor Vf calculado para el Pleistoceno Superior muestra una aceleración importante del ratio de la incisión fluvial, que coincide con la formación de valles de forma en V más acentuada, . Esta aceleración se observa en toda la cuenca.

Otro punto que hay que destacar en este trabajo es la identificación los fuertes encajamientos del Río Lozoya aguas abajo de su cuenca, los cuales los hemos relacionado en contactos lito-estructurales y una captura fluvial durante el Pleistoceno

CAPÍTULO 5. ESTUDIO GEOMORFOMÉTRICO Y RECONSTRUCCIÓN DE NIVELES DE BASE

Inferior. Estos eventos han causado un incremento de la pendiente y un nuevo ajuste de la red de drenaje al nuevo nivel de base. Las mayores anomalías detectadas coinciden con cambios litológicos y la captura fluvial y los perfiles longitudinales de los niveles reconstruidos conservan las mismas anomalías que el actual.

La preservación de las anomalías detectadas en los perfiles longitudinales por lo menos desde el Pleistoceno Inferior-Medio y la aceleración de la incisión fluvial durante el Pleistoceno Superior nos hace pensar que posiblemente nuestra zona de estudio se ha levantado en bloque.

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

La evolución geomorfológica de la
cuenca de drenaje del Río Lozoya
(Comunidad de Madrid, España).

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN LA PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN LA PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

6.1. INTRODUCCIÓN

El Sistema Central Español (SCE) constituye una alineación montañosa donde su compleja historia morfoestructural, el alto grado de degradación de las superficies erosivas y la falta de depósitos sedimentarios relacionados con estas etapas ha creado un grande debate científico relacionado con la evolución del relieve, su marco cronológico y su relación con las cuenca Cenozoicas de Madrid al Sur (MCB) y de Duero al Norte (DCB), (Figura 6.1). Durante las últimas décadas se propusieron diferentes modelos de evolución del Sistema Central (Macpherson 1879; Fernández Navarro, 1914; Carandell, 1914; Stickell, 1930; Hernández Pacheco 1932; Schwenzner, 1937; Birot y Solé Sabaris, 1954; Pedraza, 1978; Garzón, 1980; Fernández, 1988). Uno de los modelos más consensuados es el propuesto por Pedraza (1978) donde define el SCE como un modelo de “*block mountain*” fuertemente afectado por la orogénesis Alpina y la reactivación Post-Alpina. Este modelo propone que durante las etapas tectónicas Alpinas se formaron las superficies altas de Cumbre y Paramera (SC) por la deformación de una Panplain arcaica, poligénica y heterócrona. Para poder solucionar el complicado marco cronológico del SCE varios autores realizaron trabajos regionales enfocadas en las

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

zonas de transición entre los piedemontes de las cuencas cenozoicas y el sistema central, donde las superficies y los depósitos sedimentarios están mejor preservados (Hernández Pacheco 1932; Schwenzner, 1937; Birot y Solé Sabaris, 1954; Gladfelter, 1971; Garzón *et al.*, 1982; Peña *et al.*, 1984; Gracia *et al.*, 1988; Molina y Armenteros, 1986; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997; Pérez-González *et al.*, 1997; Benito *et al.*, 1998a; Silva y Ortiz, 2002; Casas-Sainz y Cortés-Gracia, 2002; Lozano y Peña, 2010; Benito-Calvo y Pérez- González, 2010).

De este modo, el presente capítulo se centra en analizar las superficies erosivas, como formas básicas para comprender la evolución de paleopaisajes de la parte oriental del Sistema Central y su relación con las área del piedemonte. Las superficies de erosión se consideraron como formas clave para describir la evolución geodinámica (Amato y Cinque, 1999; Burbank y Anderson, 2001) o la reconstrucción de la relieve (Benito-Calvo y Pérez- González, 2007; Benito-Calvo *et al.*, 2010) y se usan como indicadores de momentos de levantamiento o subsidencia (Gutierrez y Gracia, 1997; Casas-Sainz y Cortés-Gracia, 2002). De esta manera, para poder realizar el análisis de estas morfologías se ha elaborado una cartografía de detalle, basada en datos de campo, análisis cartográficos, una revisión bibliográfica importante.. Para poder aproximar la secuencia cronológica de los importantes eventos geodinámicos, se han realizado dataciones numéricas en los sedimentos del glacis aluviales de piedemonte localizada en la zona de La Mierla, mediante los núclidos cosmogénicos ^{10}Be y ^{26}Al .

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

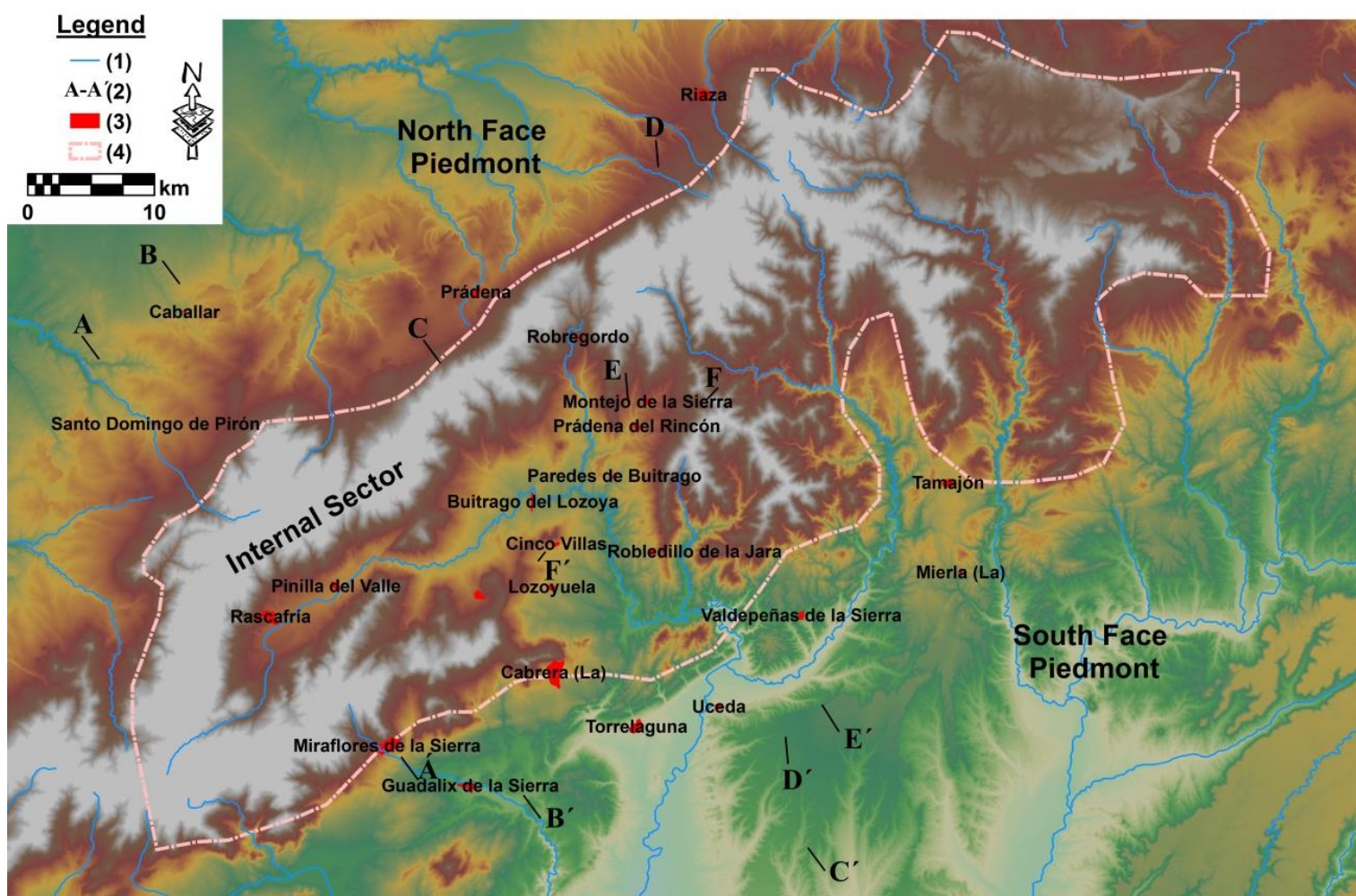


Figura 6.1. La división de los tres sectores usados para analizar las superficies de erosión: piedemonte septentrional, el sector interno y piedemonte meridional. Leyenda: (1) Red de drenaje principal, (2) Posición de los cortes geomorfológicos transversales (figuras 6.2), (3) Áreas urbana y (4) Área del sector interno.

Figure 6.1. The three main sectors: North Face Piedmont, Internal Sector and South Face Piedmont. Legend: (1) The main tributaries of our study area, (2) Transversal geomorphological sections (figures 6.2), (3) Urban areas and (4) Internal Sector area.

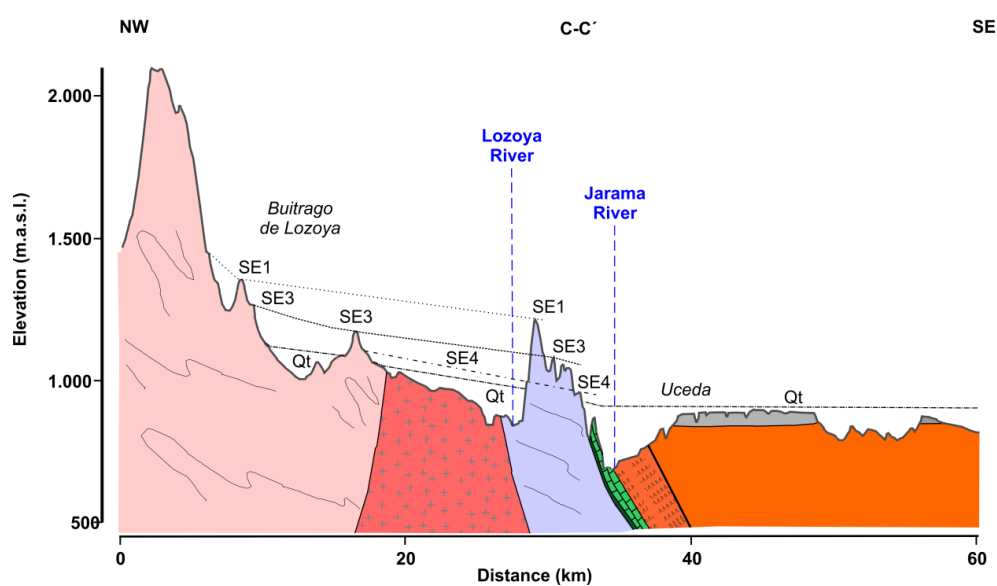
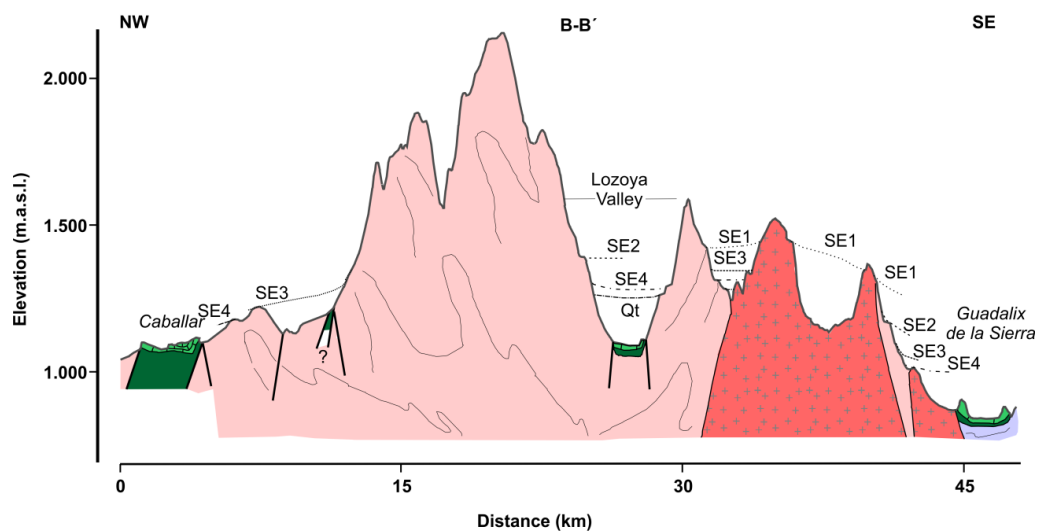
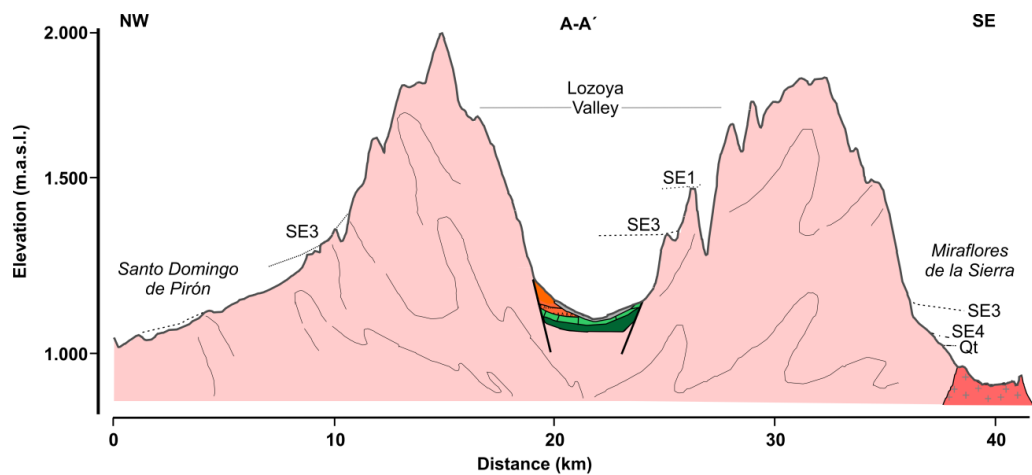
CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

6.2. ÁREA DE ESTUDIO DE LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN

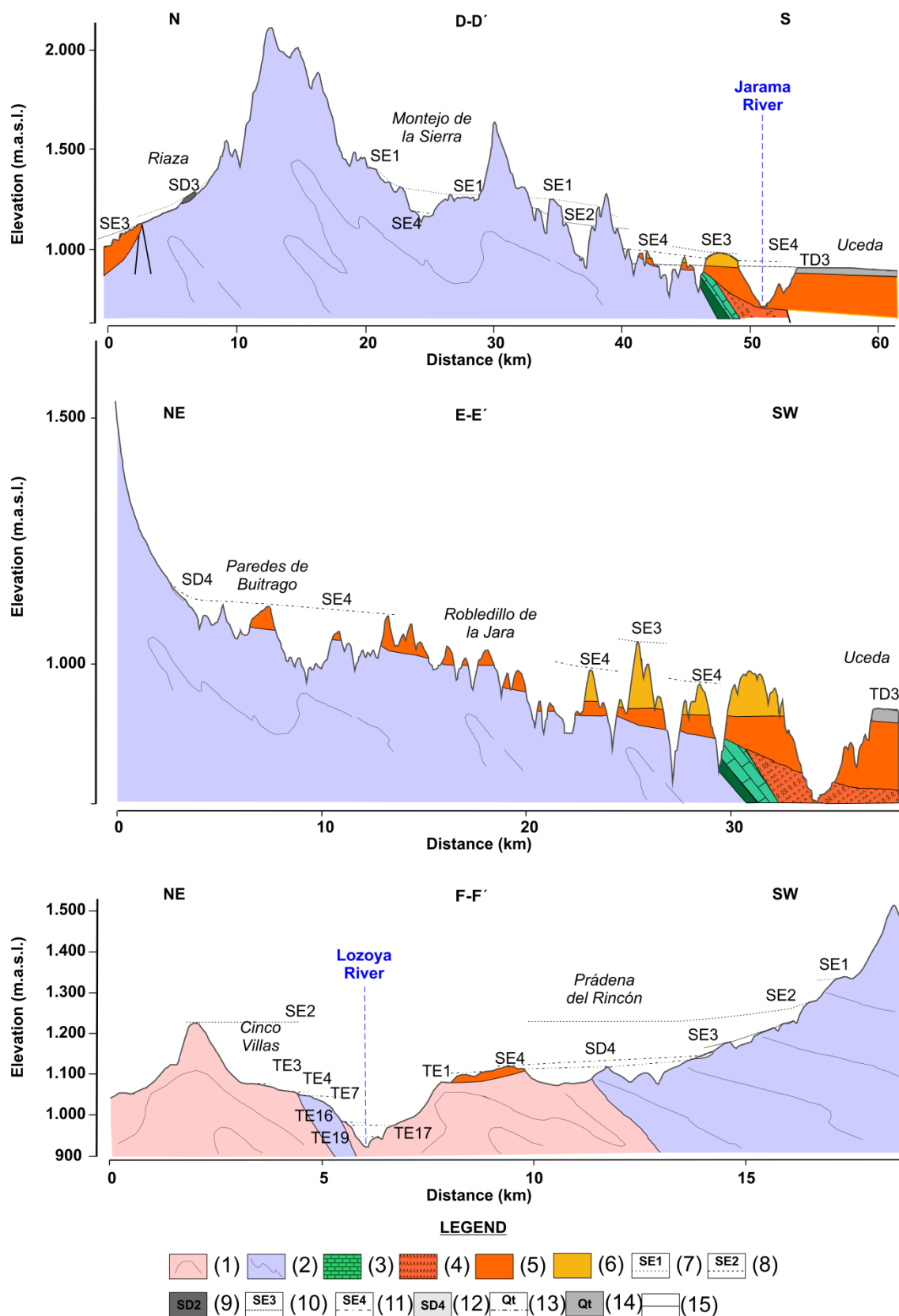
El parte oriental del SCE es un *pop-up* Alpino compuesto por una alineación montañosa de dirección NE-SW que separa las dos cuencas cenozoicas: de Madrid al Sur y del Duero al Norte. Esta región del SCE presenta una compleja historia geológica que se queda reflejada en su morfoestructura disimétrica (De Vicente *et al.*, 2007). El piedemonte meridional está caracterizada por un modelo afectado por su compleja historia tectónica y por una secuencia de superficies erosivas que van formando un modelo erosivo, mientras el piedemonte septentrional está muy bien delimitado por un escarpe montañoso, con valores de pendiente altos en las ladera del SCE y superficies extensas en la parte de la cuenca cenozoica.

Las características de sustrato rocoso y de las directrices morfoestructurales ya han sido descritas en el Capítulo 3, por lo que a continuación se pasa a describir la distribución espacial y temporal de las superficies en los distintos sectores, y su relación con las unidades de las cuencas.

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO



CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

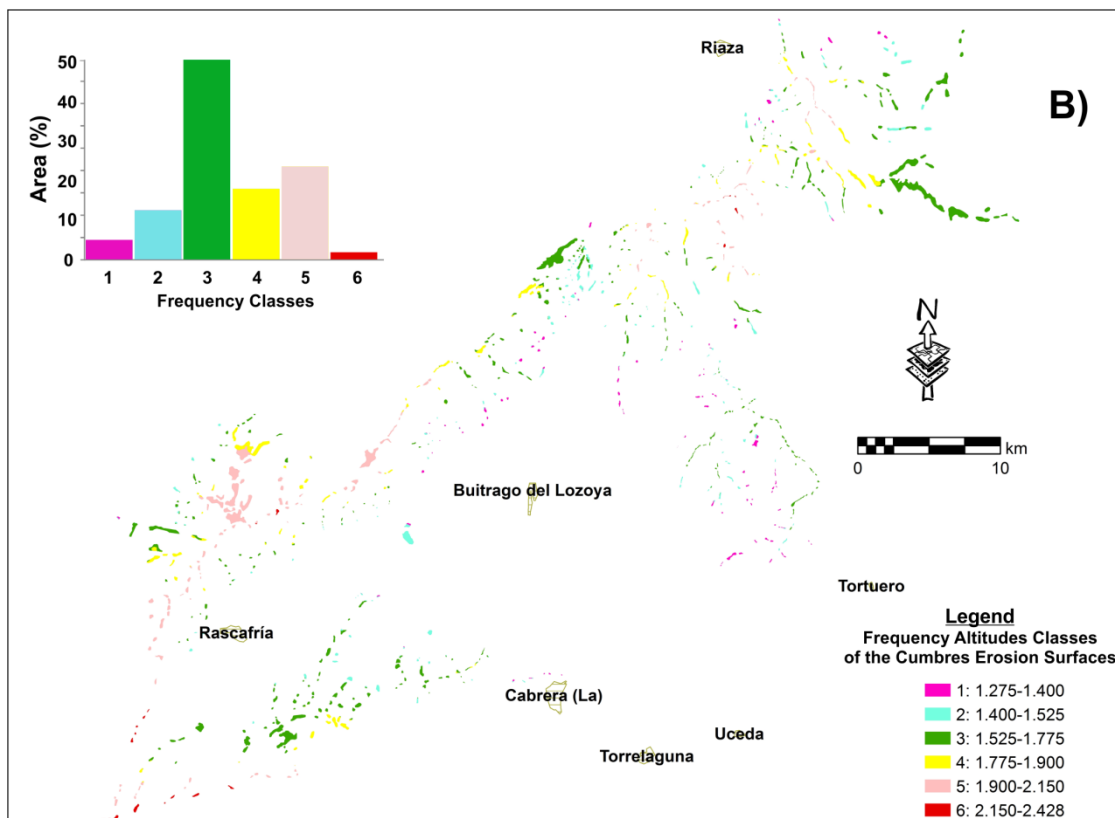
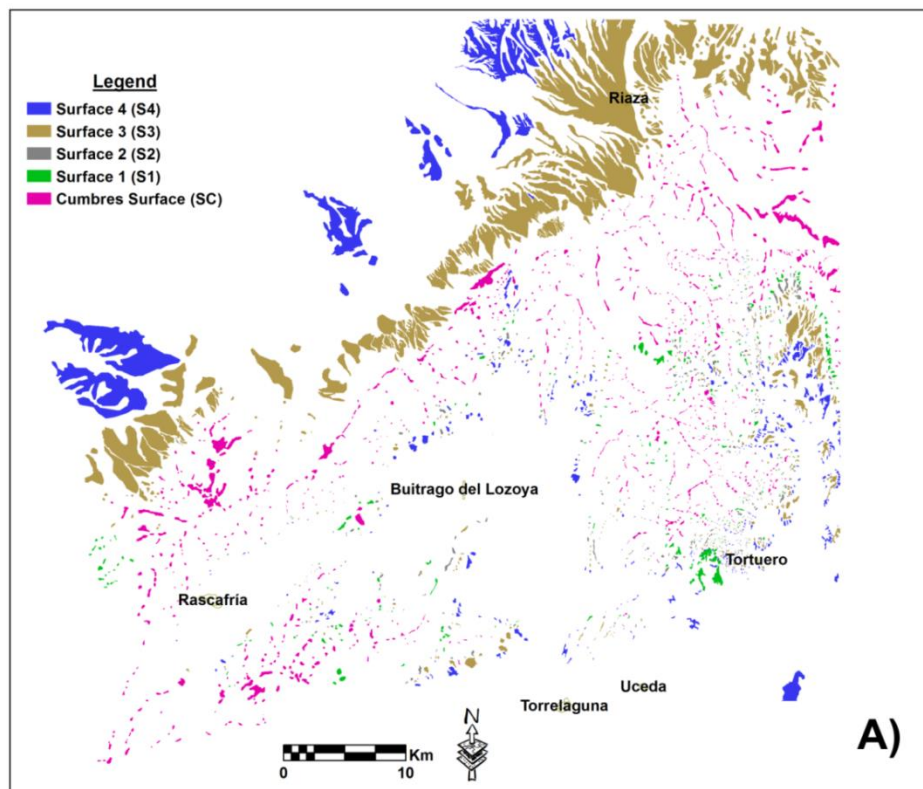


CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

Figura 6.2. A, B. Cortes geomorfológicos transversales. Leyenda: (1) Ordovícico (ortoneises y leuconeises), (2) Paleozoico (paraneises, esquistos y metasamitas), (3) Mesozoico (areniscas, arenas, dolomías y lutitas), (4) Paleógeno (yesos, conglomerados y arenas), (5) Neógeno Inferior/Medio (bloques, cantos, arenas y arcillas), (6) Neógeno Superior (bloques, cantos, arenas y arcillas), (7) Superficie de erosión SE1, (8) Superficie de erosión SE2, (9) Glacis con depósito (SD2 (bloques, cantos, arenas y arcillas), (10) Superficie de erosión SE3, (11) Superficie de erosión SE4, (12) Glacis con depósito (bloques, cantos, arenas y arcillas), (13) Planos erosivos cuaternarios, (14) Depósitos cuaternarios (bloques, cantos, arenas y arcillas) y (15) Fallas.

Figure 6.2. A, B. Transversal geomorphological sections. Legend: (1) Ordovician (ortoneiss and leukoneiss), (2) Paleozoic (paraneiss, schist, and psammite), (3) Mesozoic (sandstone, sand, dolomite and lutites), (4) Paleogene (gypsum, conglomerates and sands), (5) Early/Middle Neogene (boulder, cobbles, sands and clays), (6) Late Neogene (boulder, cobbles, sands and clays), (7) SE1 erosive surface, (8) SE2 erosive surface, (9) SD2 alluvial glaci deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (10) SE3 erosive surface, (11) SE4 erosive surface, (12) SD4 alluvial glaci deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (13) Quaternary erosive surfaces, (14) Quaternary (boulder, cobbles, sands and clays) and (15) Faults.

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO



CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

Figura 6.3. A) Las superficies de Cumbres y Parameras y las cuatro superficies Neogenas en la parte oriental del SCE. B) Histograma de elevaciones de las superficies erosivas de Cumbres y Parameras (SC).

Figure 6.3. A) Cumbres and Parameras Surfaces and the four Neogene-Quaternary Surfaces in the SE SCS. B) Elevation histogram of the Cumbres and Parameras Erosion Surfaces (SC).

6.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

6.3.1. Evolución geomorfológica Cenozoica

Durante el análisis geomorfológico en la zona del estudio se han identificado varios niveles de erosión. Los más antiguos son los llamados niveles de “Cumbre y Paramera”, identificados en las zonas altas de la cadena montañosa del parte oriental del Sistema Central Español. Sin embargo, los niveles mejor preservados son los y relacionados con las unidades estratigráficas de la cuencas cenozoicas, y por tanto de origen principalmente Neógeno.

6.3.1.1. Los niveles erosivos de “Cumbres y Paramera” (SC).

En las últimas décadas se ha realizado distintos trabajos relacionados con la compleja historia evolutiva de las superficies erosivas de “Cumbre” (Schwenzner, 1937; Birot y Solé Sabaris, 1954; Pedraza, 1978; Garzón, 1980; Fernández, 1988). Pero su compleja historia tectónica, su antigüedad, su elevado grado de degradación, la ausencia de sedimentos correlativos y la falta de datos cronológicos, alimentan la incertidumbre de

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

los modelos propuestos. En esta Tesis Doctoral, se ha analizado la geometría espacial de estas superficies analizando la distribución de elevaciones a las que se distribuyen los distintos planos (Casas-Sáinz and Cortés-Gracia, 2002; Benito-Calvo and Pérez-González, 2007), utilizando los datos altimétrico del MDE de 5 metros de resolución. De este modo, la frecuencia en la distribución de las elevaciones, permite diferenciar seis niveles o grupos de superficies (figura 6.3). El nivel más alto se encuentra entre altitudes de 2,150-2,428 msnm. Este nivel es el peor conservado y se encuentra afectado por procesos glaciares, periglaciares y fluviales. El grupo de planos mejor conservado se localiza entre cotas 1,525-1,775 msnm (Figura 6.3). Los planos de las superficies de Cumbres y Paramera normalmente se diferencian con escarpe topográfico entre 50-150 m.

Estas superficies están mejor preservadas en el sector Oeste de nuestra zona del estudio, Sierra Guadarrama y Sierra Somosierra a diferencia que en la parte de la sierra de Cabrera y de la Sierra Ayllon donde están más degradadas y afectadas por post-procesos superficiales debido a controles litológicos. La formación del modelo escalonado de las superficies SC está relacionado con impulsos de levantamiento posiblemente producidos por la actividad tectónica Paleógena (Eoceno Medio-Eoceno Superior y Oligoceno Inferior- inicio Oligoceno Superior; De Bruinje y Andriessen 2002) que va dejando un amplio número de antiguos niveles de base colgados. Las primeras dos superficies (SC6 y SC5) se quedan bien diferenciadas de las superficies inferiores (SC4, SC3, SC2 y SC1) mediante un escarpe topográfico que puede superar los 200m, como se puede observar en la zona del puerto de la Morcuera (Sierra de Guadarrama) o alrededor de 100m en el pico de Las Berrocosas (Sierra de Somosierra) (figura 6.4). El

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

desnivel identificado podía estar vinculado con niveles de base antiguos (SC6 y SC5) desnivelados y colgados desde las superficies inferiores sucesivamente durante pulsos de levantamiento asociados con una actividad más intensa durante el Eoceno Medio-inicios Eoceno Superior. Este proceso va basculando la secuencia mesozoica dejando morfologías tipo “cuesta-monoclinales” en el contacto del Sistema Central con las cuencas cenozoicas y cuestas suaves, menos inclinadas en el valle alto de Lozoya. Posiblemente este periodo se han depositado los conglomerados continentales paleógenos (bloques y cantos de rocas carbonatadas con lutitas rojas) en el valle alto de Lozoya (Alameda del Valle, Valle del Lozoya; figura 2.3). Así que la edad de las superficies (SC6 y SC5) podría ser pre-Eocena. Cuando que la formación del sistema escalonado de las 4 superficies inferiores (SC4, SC3, SC2 y SC1) podría tener una edad Oligocena (figura 6.4). El gran número de las superficies inferiores (SC4, SC3, SC2 y SC1) indica una perpleja historia evolutiva durante el Oligoceno con varios impulsos de levantamiento donde no se afectan los sedimentos cretácicos y paleógenos en el valle alto de Lozoya.

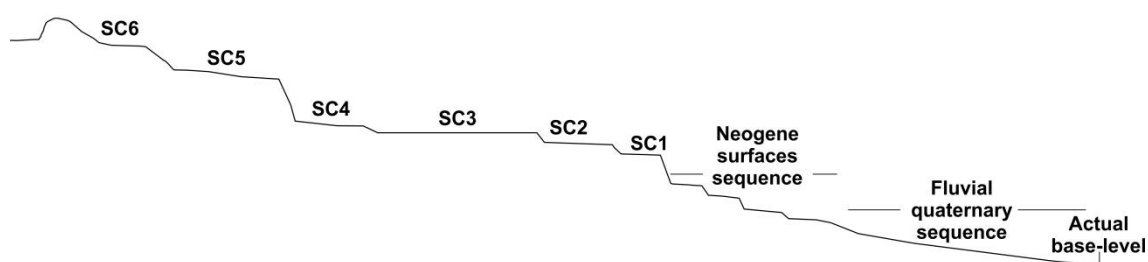


Figura 6.4. Esquema de la secuencia de las superficies SC, la secuencia Neógena y Cuaternaria en la parte oriental del Sistema Central Español.

Figure 6.4. Scheme of the SC erosive surfaces sequence, Neogene and Quaternary sequence in the Eastern part of the Spanish Central System.

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

6.3.1.2. Superficies de erosión Neógenas.

Las superficies más jóvenes identificadas en el área de estudio están relacionadas con el relleno neógeno de las cuencas. Estas formas las hemos analizado en el piedemonte septentrional y meridional, y las hemos relacionado con las formas identificadas en el sector interno. Del mismo modo, las superficies del área meridional, las hemos correlacionado con las superficie identificadas en el área de entronque entre el Sistema Central y la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Perez-Gonzalez, 1987; Benito-Calvo y Pérez-González, 2010), donde se han descrito cuatro superficies de erosión, denominadas como SE1, SE2, SE3 y SE4, que muestran correlaciones con depósitos aluviales de piedemonte que formas glaciares aluviales, denominados respectivamente como SD1, SD2, SD3 y SD4. A continuación se describe la distribución espacial de las superficies, y sus relaciones con el sustrato rocoso, los sedimentos de las cuencas neógenas y las directrices estructurales en los distintos sectores analizados.

6.3.1.2.1. El piedemonte meridional.

En esta área, después de un análisis geomorfológico, mineralógico y de suelos se han identificado cuatro niveles (SE1, SE2, SE3 y SE4) (Figura 6.5; Perez-Gonzalez, 1987; Benito-Calvo y Pérez-González, 2010).

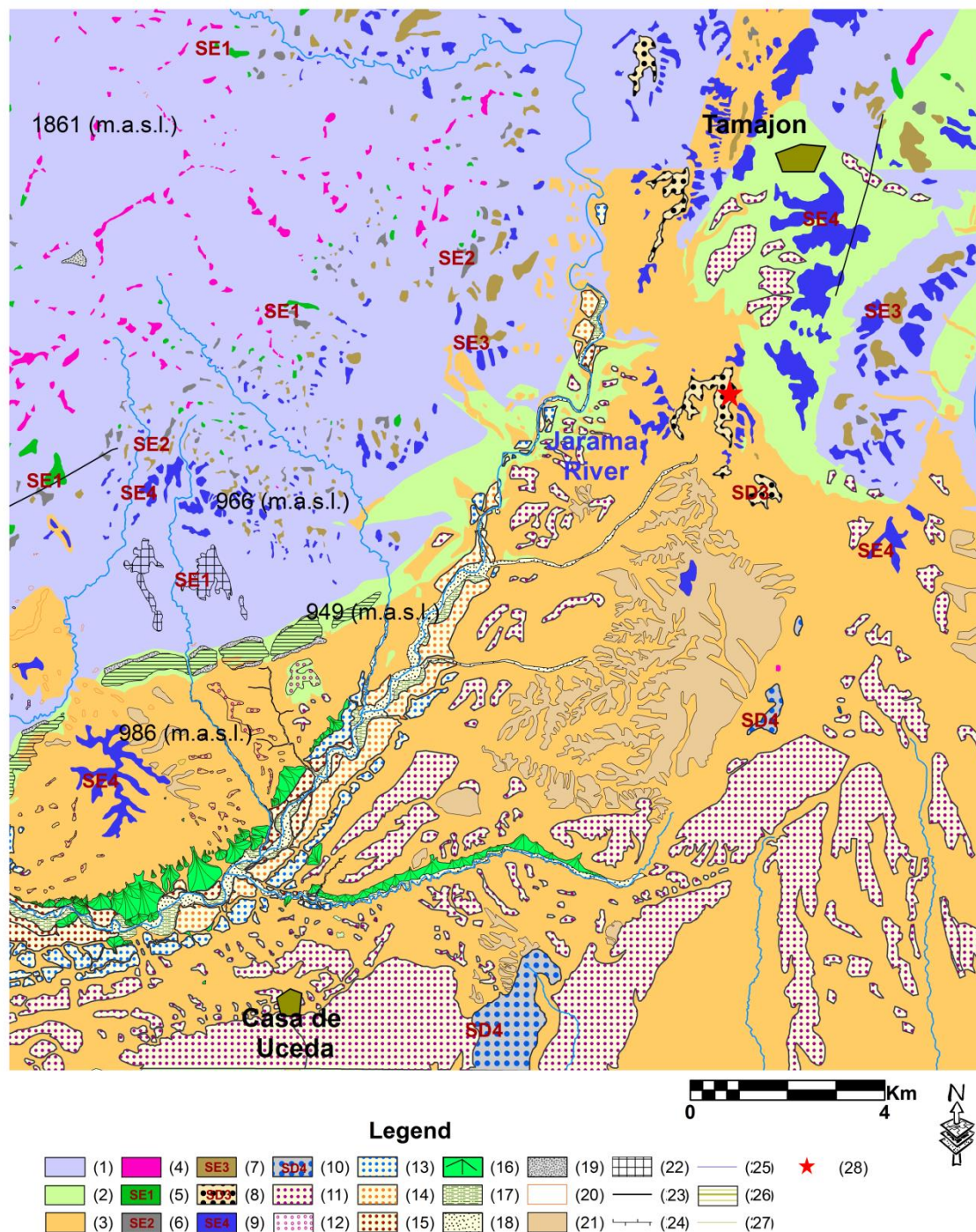
CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

El primer nivel, SE1, está muy mal preservado y afectado por la erosión regional. En esta área, esta superficie se ha identificado en alturas entre 1,067-1,450 msnm, ocupando cimas aplanadas y rellanos en las laderas. Esta superficie erosiona a materiales de carbonatos del Cretácico superior y el Jurásico inferior. En el Cerro de la Mata, el SE1, se ha relacionado con un depósito de gravas y bloques cuartíticas, clastosoportado y con espesor de unos 5-6 m y con evidencias de un suelo desarrollado, que se emplaza sobre un perfil de alteración en neises (Benito-Calvo y Perez-Gonzalez, 2010). Este depósito desarrolla una morfología plana a techo, asignado a un glacis aluvial muy disectado, denominado como SD1.

Por otro lado, en la zona de Valdepeñas de Sierra se ha localizado el nivel SE1 como una superficie exhumada, fosilizada por sedimentos de edad Aragoniense Superior-Rusciniense (Portero *et al.*, 1991). El segundo nivel SE2 (1,030-1,440 msnm) se ha formado sobre rocas metamórficas Paleozoicas y sedimentarias Mesozoicas. Se ha identificado como rellano, superficies erosivas degradadas en las cimas locales y como glacis con depósitos (SD2), conservados en la Sierra de Alto Rey (Benito-Calvo y Pérez-González, 2010). Estos depósitos están constituidos por cantos, gravas, limos y arcillas con un espesor máximo de 20-25 m, afectados por procesos edáficos (Alcalá del Olmo *et al.*, 1993; Aleixandre y Pinilla, 1993). Estos depósitos ocupan una posición anterior, colgada respecto a los sedimentos que contienen el sitio paleontológico de Arbancón datado por la presencia de microfauna en Vallesiense Superior-Turolense Medio (Portero *et al.*, 1991). Por tanto, la edad del glacis aluvial SD2 podría abarcar entre el Aragoniense Medio-Vallesiense Inferior (Benito-Calvo y Pérez-González,

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

2010), que coinciden con la unidad sedimentaria intermedia de la cuenca cenozoica de Madrid (Alonso-Zarza *et al.*, 2004).



CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

Figura 6.5. Mapa geomorfológico en la parte del piedemonte meridional. Leyenda: (1) Paleozoico (paraneises, esquistos, metasamitas, pizarras negras y cuarcitas), (2) Mesozoico (areniscas, arenas, dolomías y lutitas), (3) Terciario (yesos, conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas, limos y arcillas), (4) Superficies de Cumbres y Paramera (SC), (5) Superficie de erosión SE1, (6) Superficie de erosión SE2, (7) Superficie de erosión SE3, (8) Glacis con depósito SD3 (bloques, cantos, arenas y arcillas), (9) Superficie de erosión SE4, (10) Glacis con depósito SD4 (bloques, cantos, arenas y arcillas), (11) Terrazas fluviales con depósito del Pleistoceno Inferior (bloques, cantos, arenas y arcillas), (12) Terrazas rocosas del Pleistoceno Inferior, (13) Terrazas fluviales con depósito del Pleistoceno Medio (bloques, cantos, arenas y arcillas), (14) Terrazas fluviales con depósito del Pleistoceno Superior (bloques, cantos, arenas y arcillas), (15) Terrazas fluviales con depósito del Holoceno (cantos, arenas y arcillas), (16) Abanicos aluviales, (17) Llanura aluvial, (18) Fondo del valle, (19) Coluviones, (20) Rellanos erosivos poligénicos, (21) Superficies erosivas poligénicas (glacis de erosión), (22) Planos estructurales, (23) Fallas, (24) Resaltes, (25) Ríos, (26) Áreas urbanas, (27) Autopistas y (28) Área de muestreo.

Figure 6.5. Geomorphological map of the South Piedmont area. Legend: (1) Paleozoic (paraneiss, schist, psammite, black slate and quartzite), (2) Mesozoic (sandstone, sand, dolomite and lutites), (3) Tertiary (gypsum, conglomerates, boulder, cobbles, gravels, sands, silts and clays), (4) Cumbres and Paramera erosive surfaces (SC), (5) SE1 erosive surface, (6) SE2 erosive surface, (7) SE3 erosive surface, (8) SD3 alluvial glacis deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (9) SE4 erosive surface, (10) SD4 alluvial glacis deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (11) Early Pleistocene Fluvial terraces deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (12) Early Pleistocene Rock terraces, (13) Middle Pleistocene Fluvial terraces deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (14) Late Pleistocene Fluvial terraces deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (15) Holocene Fluvial terraces deposits (cobbles, sands and clays), (16) Alluvial fans, (17) Floodplain, (18) Fluvial floor valley, (19) Colluviums, (20) Erosive bed plains, (21) Polygenetic erosive landforms (Glacis), (22) Structural plains, (23) Faults, (24) Rock marks, (25) Rivers, (26) Urban areas, (27) Roads and (28) Sampling Area.

La tercera superficie, SE3, está identificada entre altitudes de 993-1,285 msnm sobre depósitos de la Unidad Superior (Vallesiense superior-Turolense superior) o los

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

depósitos ocreos del Turoliense superior (Sierra de Alto Rey) (Benito-Calvo y Pérez-González, 2010). Este nivel se ha asociado con un glacis aluvial con depósito SD3 que está constituido por cantos de cuarcita y cuarzo, y arcillas (Portero *et al.*, 1990), que presentan evidencias de lixiviación y meteorización y se relacionan con climas cálidos y húmedos (Gallardo *et al.*, 1987; Pérez-González y Gallardo, 1987). Estos depósitos están localizados en la parte superior de la unidad de la cuenca cenozoica, en cuya base se localiza el yacimiento del Arbancón Vallesiense Superior-Turoliense Medio (Portero *et al.*, 1991).

Finalmente, la última superficie erosiva Neogéna es la SE4 que está localizada entre alturas 928-1,230 msnm. Estas superficies se desarrollan como rellanos sobre rocas Paleozoicas y como extensas planicies aluviales (SD4) formadas sobre las unidades sedimentarias cenozoicas de la cuenca Cenozoica de Madrid (Pérez-González y Gallardo, 1987; Benito-Calvo y Pérez-González, 2010). Los depósitos de SD4 están compuestas por gravas polimícticas con una estructura masiva y arenas con estratificación cruzada. Por debajo de este nivel, durante el Cuaternario se ha formado el sistema de terrazas relacionado con el encajamiento de la red de drenaje local.

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

6.3.1.2.2. El sector interno en el NE del SCE.

En este sector, después de una cartografía de detalle (Figura 6.6) se han identificado superficies erosivas que se han asociado los niveles neogénos de los piedemonte meridional y septentrional.

En este área, las superficies de erosión están mal preservadas y afectadas por la erosión. Los niveles identificados están localizados en los márgenes de la depresión tectónica y en las cimas de relieves residuales. Es verdad que la ausencia de depósitos relacionados con estas superficies hace difícil su asociación con las secuencias neogénas de las cuencas cenozoicas de Madrid y del Duero. El nivel SE1 se ha identificado a altitudes entre 1,176-1,608 msnm, como rellanos degradados, relieves residuales (inselbergs localizados en las zonas de Robregordo y Lozoyuela) y como pedimentos deformados en la zona de Montejo de la Sierra desarrollado en rocas Paleozoicas, mientras que en la zona de la Cabrera se encuentra como un pedimento degradado sobre granitos Permicos a cotas de 1,131-1,293 msnm.

En esta zona, la superficie SE2 se localiza entre cotas de 986 y 1,438 msnm. En este área, este nivel se encuentra como un rellano erosivo pero en la zona de Lozoyuela se encuentra como cima de relieve residual a cotas de 1,225-1,273 msnm. En la zona de la Cabrera, SE2 se desarrolla formando un pedimento erosivo sobre granitos Paleozoicos (1,102-1,226 msnm) afectados por meteorización subaerial.

El nivel SE3 (937-1,384 msnm) dentro del sector interno identifica formando rellanos erosivos sobre rocas Paleozoicas localizados en los márgenes de la depresión tectónica.

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

La misma superficie, en la zona del Montejo de la Sierra, se encuentra como cima plana de un relieve residual a cotas de (1,185-1,247 msnm), mientras que en la Cabrera se ha localizado como un pedimento erosivo degradado desarrollado a cotas de (1,066-1,133 msnm).

Finalmente, la superficie SE4 forma rellanos y pedimentos erosivos desarrollados en rocas paleozoicas y sedimentos neógenos del Aragoniense-Vallesiense. Normalmente esta superficie está compuesta por planos se fuertemente erosionados y degradados, excepto en las zonas de Montejo de la Sierra y Robregordo.

En la zona de la Cabrera el pedimento erosivo SE4 se ha localizado sobre en adamellitas paleozoicas afectados por meteorización subaerial. En la zona del Montejo de la Sierra se ha identificado un glacis con depósito (SD4) relacionado con este nivel, que presenta un espesor 2-3 m aproximadamente y está compuesto por cantos de cuarcita y de esquisto, gravas y arcillas rojas. Por debajo de este nivel, se identificado un modelo fluvial erosivo escalonado cuaternario (Karampaglidis *et al.*, 2011).

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN LA PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

Figura 6.6. Mapa geomorfológico en la parte interior del Sistema Central. (1) Ordovícico (ortoneises y leuconeises), (2) Paleozoico (paraneises, esquistos, metasamitas, pizarras negras y cuarcitas), (3) Terciario (yesos, conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas, limos y arcillas), (4) Fallas, (5) Escarpes, (6) Resaltes en Pizarras negras, (7) Resaltes en metasamitas, (8) Coluviones, (9) Coluviales, (10) Terrazas rocosas del Pleistoceno Inferior, (11) Terrazas rocosas del Pleistoceno Medio, (12) Terrazas rocosas del Pleistoceno Superior, (13) Depósitos aluviales, (14) Fondo del valle, (15) Ríos, (16) Escarpe de terraza, (17) Escarpe fluvial, (18) Navas, (19) Superficies de Cumbres and Paramera (SC), (20) Relieves residuales, Inselberg, (21) Glacis de erosión, (22) Relieves residuales de cumbre plana, (23) Monte islas lineales; Crestas, (24) Rellanos erosivos poligénicos, (25) Glacis coluvial, (26) Superficie de erosión SE1, (27) Superficie de erosión SE2, (28) Superficie de erosión SE3, (29) Superficie de erosión SE4, (30) Líneas de cresta, (31) Escarpe poligénico, (32) Cabeceras, (33) Autopistas, (34) Áreas urbanas y (35) Embalses.

Figure 6.6 Geomorphological map of the Internal Sector area. Legend: (1) Ordovician (ortoneiss y leukoneiss), (2) Paleozoic (paraneiss, schist, psammite, black slate and quartzite), (3) Tertiary (conglomerates, boulder, cobbles, gravels, sands, silts and clays), (4) Faults, (5) Scarps, (6) Black Slate marks, (7) Metapsammite marks, (8) Colluviums (9) Colluvial, (10) Early Pleistocene Rock terraces, (11) Middle Pleistocene Rock terraces, (12) Late Pleistocene Rock terraces, (13) Alluvial deposits, (14) Fluvial floor valley, (15) Rivers, (16) Terrace scarp, (17) Fluvial scarp, (18) Endorheic pool, (19) Cumbres and Parameras Polygenic Surface (SC), (20) Residual relief, Inselberg, (21) Erosive pediment, (22) Residual relief with flat summit, (23) Residual relief with crest summit, (24) Polygenic erosive bed plane, (25) Pediment with colluvial deposit, (26) SE1 erosive surface, (27) SE2 erosive surface, (28) SE3 erosive surface, (29) SE4 erosive surface, (30) Polygenic crest line, (31) Polygenetic scarp, (32) Erosion headward watershed, (33) Roads, (34) Urban areas and (35) Dam.

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

6.3.1.2.3. El piedemonte septentrional

En este sector, se ha detectado una secuencia de pedimentos entre altitudes de 1,005-1,493 msnm, desarrollados sobre rocas metamórficas y granitos de Paleozoico, rocas sedimentarias carbonatadas mesozoicas y depósitos continentales terciarios (Figura 6.7). En esta zona, ha sido muy complicado identificar el nivel SE1 que está afectado por el levantamiento de las cadenas montañosas de Guadarrama-Somosierra y de la erosión por el retroceso de las laderas.

Con respecto al SE2 se ha identificado como rellano erosivo afectando a materiales Paleozoicos, pero también como pequeños niveles de glaciares con depósitos que destacan levemente sobre el nivel inferior y que en superficie están constituidos por cantos, gravas y arcillas.

No obstante, el nivel mejor conservado en la zona ha sido la superficie SE3, desarrollado a cotas de 1.100-1.493m y con pendientes medias entre 1-7°. De hecho este nivel ha sido usado como nivel de referencia para asignar los niveles superiores y los planos inferiores, ya que presenta relaciones con otras superficies identificadas en la zona y presenta una gran morfología de glaciares aluvial (SD3), desarrollada sobre depósitos vallesienses, en modo semejante a la posición descrita para el nivel SE3-SD3 descrito en el piedemonte meridional. Concretamente, el nivel cartografiado en esta región es correlativo a la Superficie Superior desarrollada sobre en calizas de Vallesienses (Molina y Armenteros, 1986) y el nivel M2 descrito por Schwenzner (1937). En las áreas de Pradena y de Sotocabos el pedimento SE3 se ha desarrollado

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

sobre granitos (Paleozoico) meteorizados y dolomías (Mesozoico), mientras que en la zona de Riaza y Encinas el nivel SE3 está muy bien preservado (56.59 km²) sobre rocas Paleozoicas y unidades sedimentarias Terciarias (Aragoniense-Vallesiense).

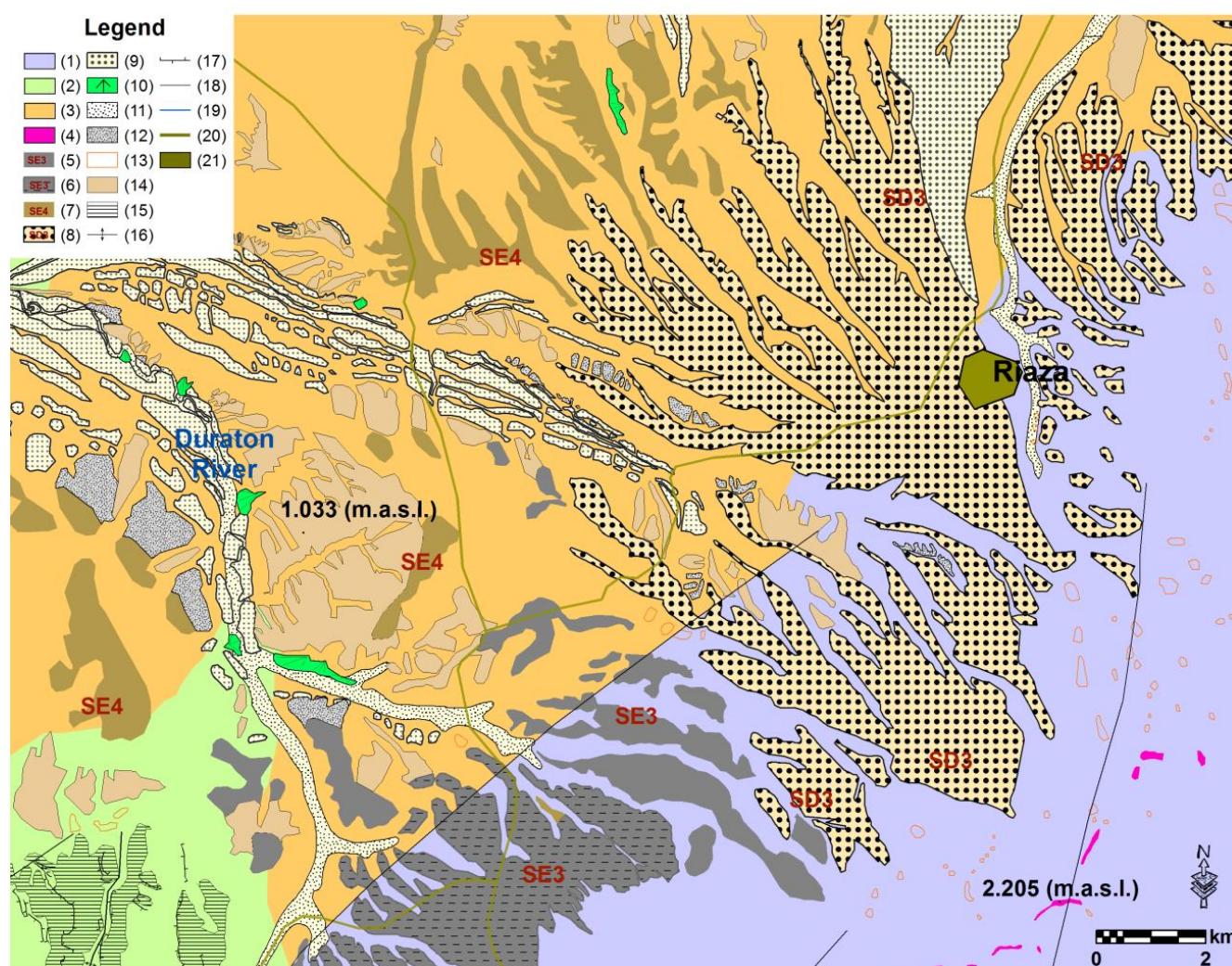


Figura 6.7. Mapa geomorfológico en la parte del piedemonte septentrional. Leyenda: (1) Paleozoico (paraneises, esquistos y metasamitas), (2) Mesozoico (areniscas, arenas, dolomías y lutitas), (3) Terciario (yesos, conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas, limos y arcillas), (4) Superficies de Cumbres y Paramera (SC), (5) Superficie de erosión SE3, (6) Superficie de erosión SE4 (7) Superficie de erosión degradada SE3, (8) Glacis con depósito SD3 (bloques, cantos, arenas y arcillas), (9) Terrazas fluviales con depósito (bloques, cantos, arenas y arcillas),

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

(10) Terrazas fluviales con depósito (11) Abanicos aluviales, (12) Fondo del valle, (13), Coluviones, (14) Rellanos erosivos poligénicos, (15) Superficies erosivas poligénicas (glacis de erosión), (16) Anticlinal, (17) Resaltes en calizas, (18) Fallas, (19) Ríos, (20) Áreas urbanas y (27) Autopistas.

Figure 6.7. Geomorphological map of the North Piedmont area. Legend: (1) Paleozoic (paraneiss, schist and psammite), (2) Mesozoic (sandstone, sand, dolomite and lutites), (3) Tertiary (conglomerates, boulder, cobbles, gravels, sands, silts and clays), (4) Cumbres and Paramera erosive surfaces (SC), (5) SE3 erosive surface, (6) SE4 erosive surface, (7) Degraded SE3 erosive surface, (8) SD3 alluvial glacis deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (9) Fluvial terraces deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (10) Alluvial fans, (11) Fluvial floor valley, (12) Colluviums, (13) Erosive bed plains, (14) Polygenis erosive landforms (Glacis), (15) Structural plains, (16) Anticlinal, (17) Limestone Marks, (18) Faults, (19) Rivers, (20) Urban areas, and (21) Roads.

Como ya se ha adelantado, en la zona de Riaza se ha identificado como un glacis aluvial con depósito de aproximadamente 6 m de espesor (SD3) compuesto por cantos de cuarcita-cuarzo-neis rodeados, gravas, arenas, limos y arcillas (Lopez Olmedo *et al.*, 2005).

El ultimo nivel de superficies, o SE4, se ha identificado entre altitudes de 1,000-1,100 msnm sobre granitos paleozoicos, y sobre dolomías y calizas mesozoicas que están afectadas por procesos de meteorización química. Este nivel se asocia con la Superficie Inferior descrita por Molina y Armenteros (1986) o con el nivel M1 propuesto por (Schwenzner, 1937), desarrollado sobre calizas del Vallesiense. No obstante, en la Sierra de Pradales este nivel también corresponde al glacis aluvial desarrollado al pie de esta serrezuela, que presenta un depósito de un espesor de 3-4 m aproximadamente. Este glacis, o SD4, está compuesto por cantos de cuarcita, gravas, limos y arcillas. Encajado en este nivel SE4-SD4 se ha identificado una compleja secuencia de terrazas

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

fluviales formadas por la red de drenaje perteneciente a la cuenca de drenaje del Río Duero).

6.3.2. *Dataciones mediante núclidos cosmogénicos ^{10}Be y ^{26}Al del nivel SD3 en La Mierla.*

Según los ratios de producción de ^{10}Be - ^{26}Al (Tabla 6.1; Tabla 6.2; Figura 6.8) y el ratio de $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, que están altamente reducidos, la formación de esta planicie aluvial no se puede explicar mediante un modelo de exposición simple y con herencia constante.

Nuclide	Production rates (atoms $\text{g}^{-1} \text{a}^{-1}$)		
	Spallation	Fast muons	Stop. muons
^{10}Be	10.116	0.047	0.038
^{26}Al	68.251	0.430	0.486
	Attenuation lengths (g cm^{-2})		
	Spallation	Fast muons	Stop. muons
	160	1608	888

Tabla 6.1. Ratios de producción y longitudes de atenuación por espalación, muones lentos y muones rápidos de ^{10}Be y ^{26}Al según Balco et al. (2008) y Balco et al., (2013).

Table 6.1. ^{10}Be y ^{26}Al production rates and attenuation lengths of spallation, stopping muons and fast muons cross sections at the sampling site according Balco et al. (2008) and Balco et al., (2013).

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

Sin embargo los longitudes de atenuación de los dos núclidos presentan valores ≈ 160 g/cm² lo que indica que las concentraciones de produjeron en casi condiciones superficiales (<3 m). Estas condiciones se pueden describir mediante el modelo para sedimentos enterados descrito de Balco y Rovey (2008). En nuestro caso, los sedimentos posiblemente estuvieron afectaron por espalación durante su re-exposición. De este modo, hemos considerado dos extremos escenarios. Primero considerando el escenario de “herencia máxima”, donde estos sedimentos no estuvieron afetados por espalación y, como segundo escenario, el modelo de “herencia mínima” donde estos sedimentos se habrían re-expuesto hace 105 ka (Figura 6.8 and Figura 6.9). Para estimar la edad de enterramiento del primer escenario mediante el método de la isócrona, se usaron las concentraciones medidas de ¹⁰Be y ²⁶Al. Para estimar la edad de enterramiento para el modelo de la “herencia mínima” se han restado las concentraciones después de la exhumación. Los dos modelos consideran que hay erosión post-exhumación.

Sample	Depth	$10^3 \text{ }^{10}\text{Be}$ atoms g ⁻¹	$10^3 \text{ }^{26}\text{Al}$ atoms g ⁻¹	$^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$
RAN05	Surface	2523±58	13453±519	5.3±0.2
RAN04	43±5	1088±27	5085±181	4.7±0.2
RAN03	73±5	735±18	3452±108	4.7±0.2
RAN02	113±5	466±10	2094±54	4.5±0.2
RAN01	163±5	244±6	1040±34	4.3±0.2
RAN00	250±20	155±4	568±23	3.7±0.2

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

Tabla 6.2. Los espesores de las muestras de Raña y sus respectivas concentraciones de ^{10}Be y ^{26}Al . Los ratios de los blancos de $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ y $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ están en un rango entre 0.1% y 1% y se han sustraído de los ratios que se midieron.

Table 6.2. The RAN sample depths and ^{10}Be and ^{26}Al concentrations. The processed blank ratios ranged between 0.1% and 1% of the sample $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ and $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ and were subtracted from the measured ratios.

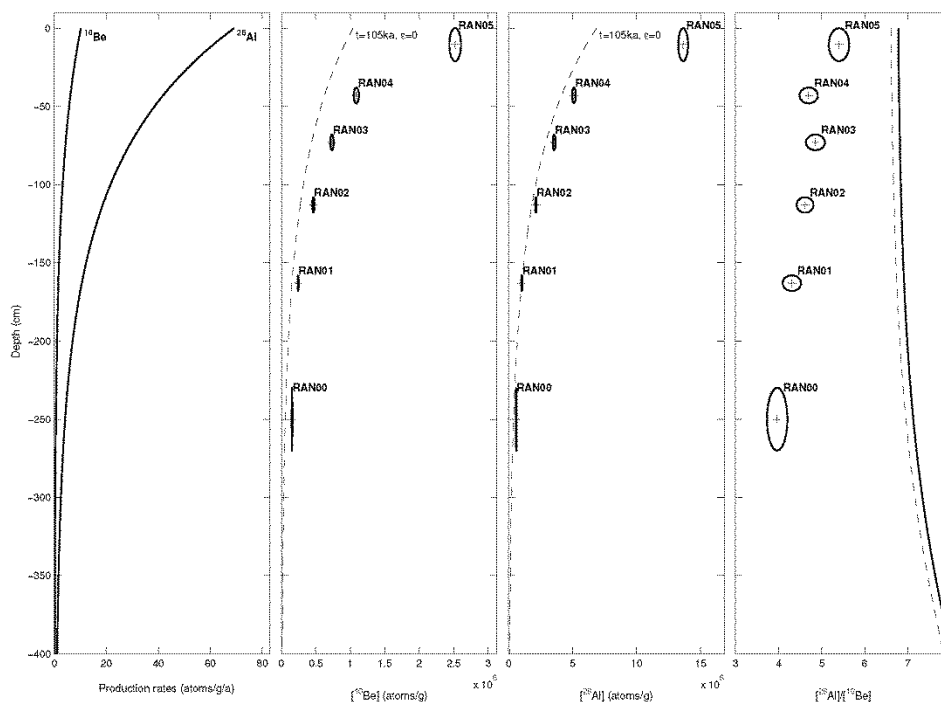


Figura 6.8. Ratios de producción de ^{10}Be y ^{26}Al para las muestras de Rañas con respecto a la profundidad de la muestra desde la superficie. Las concentraciones máximas que se pueden producir desde una concentración reciente están representadas por una línea discontinua. Las concentraciones de mínima herencia se pueden estimar restando las concentraciones recientes y está representada por una línea continua.

Figure 6.8. ^{10}Be and ^{26}Al production rates (solid lines) and RAN dataset (circles) vs. depth. Maximum concentrations that may be produced during recent exposure are depicted by a dashed line. Minimum inheritance may be calculated by subtracting the concentrations represented with a shed line from the measured concentrations.

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

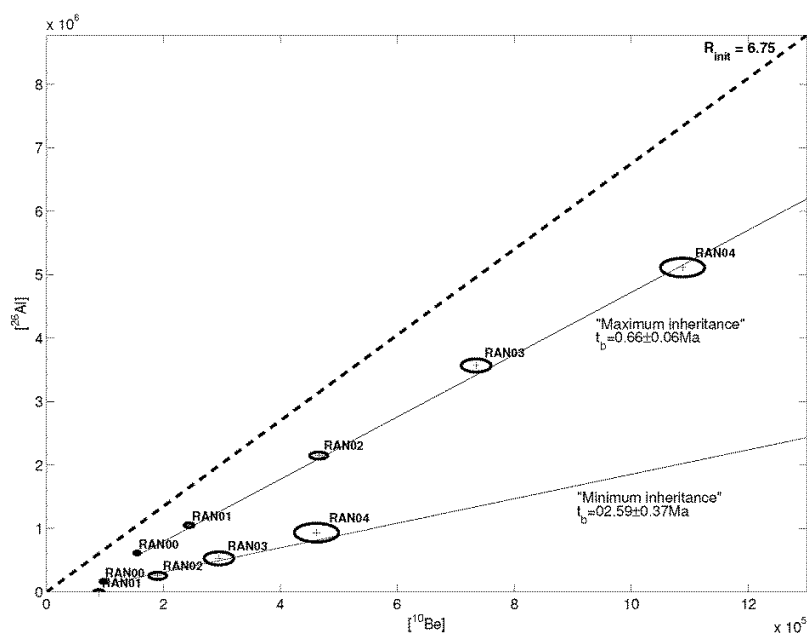


Figura 6.9. Isócronas que corresponden a las concentraciones de mínima y máxima herencia.

Figure 6.9. Isochrones corresponding to measured concentrations: maximum and minimum inheritance models.

Según estos modelos, las edades estimadas para este glacis alluvial presentan una rango de edad entre una edad mínima de 0.6 Ma y 2.96 Ma. Su validez acorde con los criterios morfoestratigráficos se discute en el siguiente apartado de Discusión, donde se detalla el modelo geodinámico extraído del estudio de las superficies de erosión.

6.4. DISCUSIÓN

La ausencia de depósitos sedimentarios y la falta de datos cronológicos no nos han permitido profundizar más en el modelo evolutivo de las superficies de erosión de “cumbres y Paramera”. Sin embargo el análisis geomorfológico y nuevos datos

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

numéricos sí que nos han permitido comprender y aprotar nuevos datos sobre la la historia evolutiva de la secuencia neogéna.

6.4.1. *Cronoestratigrafía de las superficies erosivas neógenas.*

El primer nivel Neógeno SE1 está muy afectado por la erosión y normalmente se encuentra localizado sobre rocas paleozoicas y mesozoicas en los márgenes de la depresión tectónica del parte interior y en el contacto entre el Sistema Central y las cuencas cenozoicas (Figura 6.10; Benito-Calvo y Pérez-González, 2010). En el piedemonte meridional los mismos autores identificaron unos glacis con depósitos relacionados con el primer nivel. El mismo nivel en la zona de Valdepeñas de la Sierra se ha identificado exhumado después de la erosión de los sedimentos Neógenos (Aragoniense Superior-Rusciniense) que cubrieron esta superficie. Esta superficie posiblemente se ha formado durante el Oligoceno-Mioceno Inferior (Figura 6.11) y está afectada por las fases tectónicas Alpinas como se observado en la zona del Montejo de la Sierra y Robregordo.

El segundo nivel esta poco conservado en parte interior del SCE y en varios sitios presenta signos de deformación por la actividad tectónica alpina (Figura 6.12). Solo en los piedemontes meridional y septentrional donde se han localizado glacis con depósitos (SD2). En la zona del Alto Rey se ha identificado y su correlación con la unidades sedimentarias de la cuenca de Madrid situa su formación previa del Mioceno Superior (Alonso-Zarza *et al.*, 2004; Benito-Calvo y Pérez-González, 2010). Esta asociación

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

podría situar la formación de este nivel durante el Mioceno Medio y presenta una edad equivalente en otras regiones de la Cordillera Ibérica (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007).

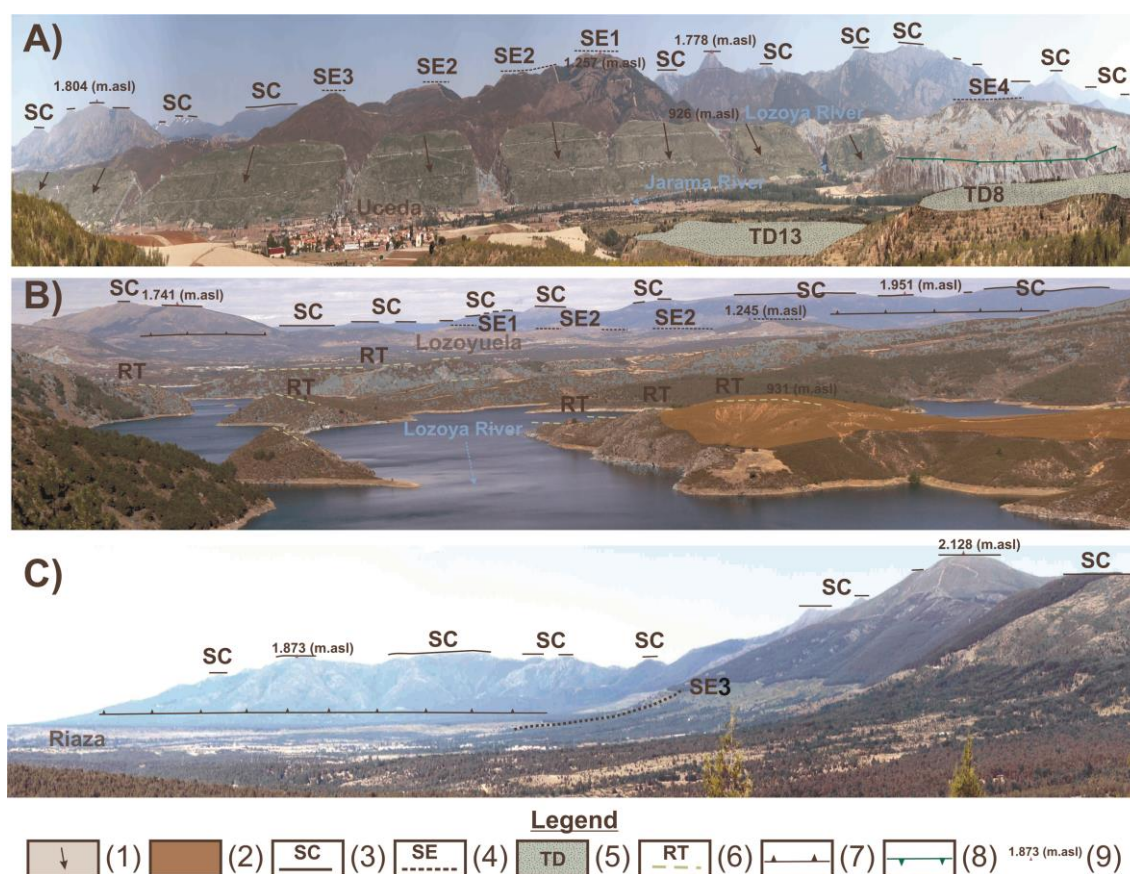


Figura 6.10. A) Vista panorámica del Piedemonte meridional (cuenca de Madrid) en contacto con el Sistema Central. B) Vista panorámica desde el Embalse del Atazar de la depresión tectónica de la cuenca de drenaje del Río Lozoya. C) Vista panorámica del Piedemonte Septentrional (cuenca de Duero) en contacto con el Sistema Central. Leyenda: (1) cuestas, (2) depósitos continentales Miocenos, (3) las superficies de Cumbre y Parameras, (4) superficies erosivas, (5) terrazas con depósito, (6) terrazas erosivas, (7) los límites de la depresión tectónica, (8) incisiones del Río y (9) altitudes.

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

Figure 6.10. A) Panoramic view of the South Piedmont (Madrid Cenozoic Basin) of the SE Spanish Central System. B) Panoramic view of the tectonic depression at the Lozoya river drainage basin captured from the Atazar Dam area. C) Panoramic view of the North Piedmont (Duero Cenozoic Basin) of the SE Spanish Central System. Legend: (1) *cuestas*, (2) Miocene continental deposits, (3) Cumbres and Páramera Surfaces, (4) erosive surface, (5) strath terraces, (6) rock terraces, (7) internal tectonic depressions limits, (8) river incisions and (9) altitudes.

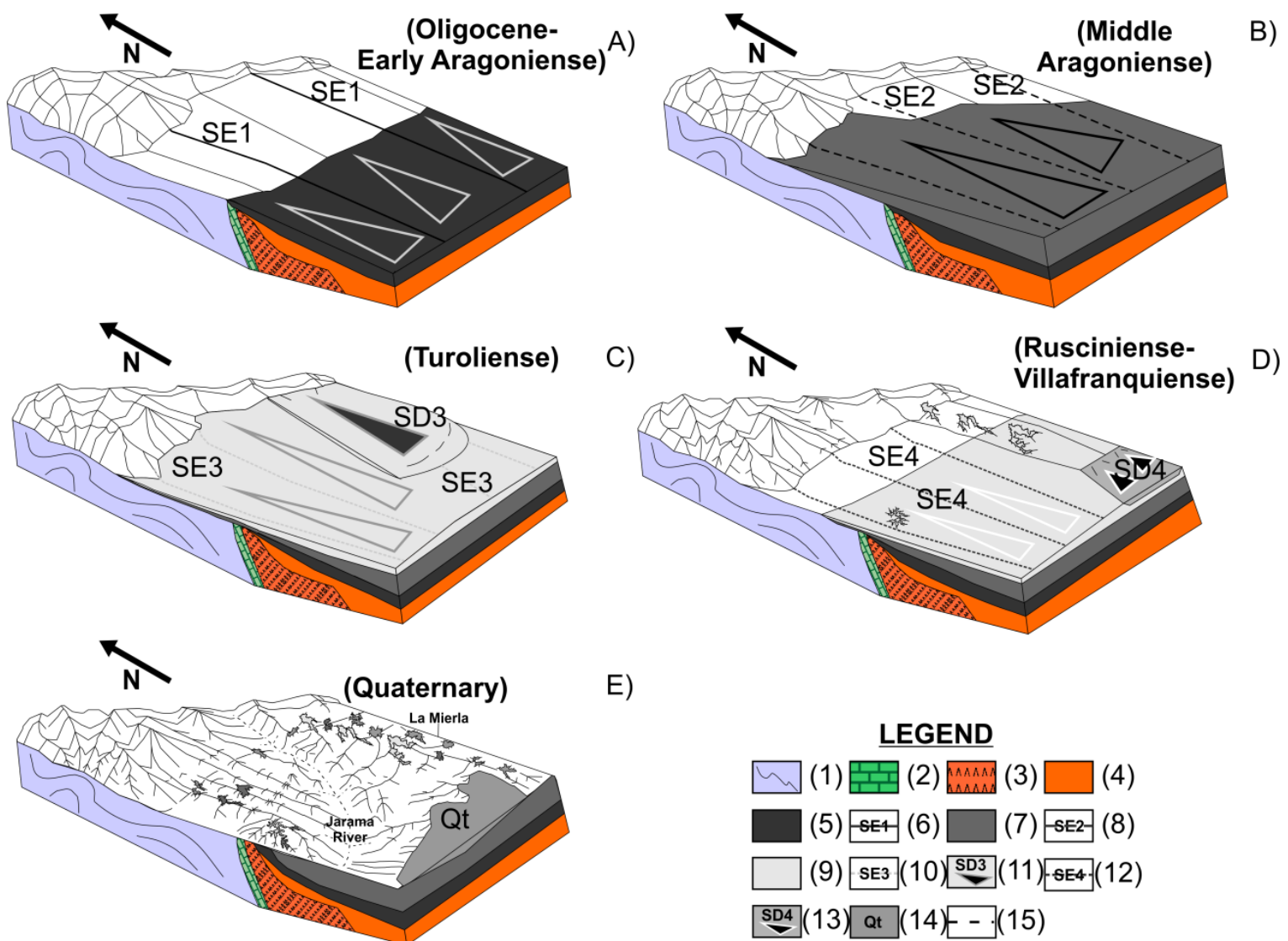


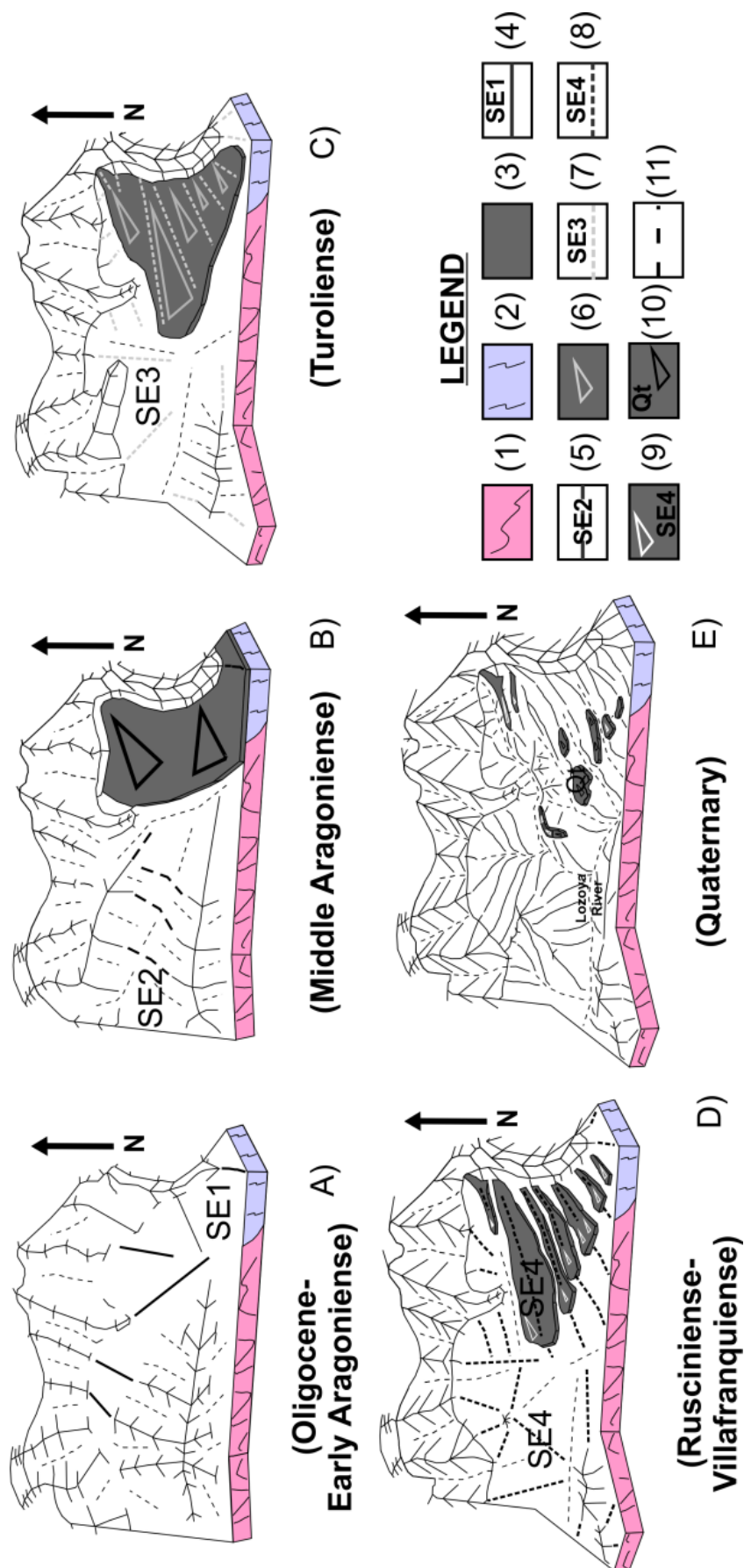
Figura 6.11. Modelos esquemáticos 3D que presentan la secuencia evolutiva durante el Neógeno-Cuaternario en el piedemonte meridional. Leyenda: (1) Paleozoico (esquistos,

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

psamitas, pizarras negras y cuarcitas), (2) Mesozoico (areniscas, arenas, dolomías y lutitas), (3) Terciario (Paleógeno Inferior; yesos), (4) Terciario (Paleógeno Medio/Inferior; lutitas rojas), (5) Oligoceno-Mioceno Inferior depósitos (conglomerados, bloques, cantos, arenas y arcillas), (6) Superficie de erosión SE1, (7) Sedimentos de Aragoniense Medio (conglomerados, bloques, cantos, arenas y arcillas), (8) Superficie de erosión SE2, (9) Sedimentos de Turolense-Ruscinense (conglomerados, bloques, cantos, arenas y arcillas), (10) Superficie de erosión SE3, (11) Glacis con depósito SD3 (bloques, cantos, arenas y arcillas), (12) Superficie de erosión SE4, (13) Glacis con depósito SD4 (bloques, cantos, arenas y arcillas), (14) Cuaternario (bloques, cantos, arenas y arcillas) y (15) Ríos.

Figure 6.11. Scheme models sequence illustrating the Neogene-Quaternary geomorphologic evolution in the South Face Piedmont. Legend: (1) Paleozoic (schist, psammite, black slate and quartzite), (2) Mesozoic (sandstone, sand, dolomite and lutites), (3) Tertiary (Early Paleogene; gypsum), (4) Tertiary (Early/Middle Paleogene; Red lutites and clays), (5) Oligocene-Early Miocene deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (6) SE1 erosive surface, (7) Middle Aragonian sediments (conglomerates, boulders, cobbles, sands and clays), (8) SE2 erosive surface, (9) Turolian-Ruscinian deposits (conglomerates, boulders, cobbles, sands and clays), (10) SE3 erosive surface, (11) SD3 alluvial glacial deposits (boulders, cobbles, sands and clays), (12) SE4 erosive surface, (13) SD4 alluvial glacial deposits (boulders, cobbles, sands and clays), (14) Quaternary (boulders, cobbles, sands and clays) and (15) Rivers.

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO



CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

Figura 6.12. Modelos esquemáticos 3D que presentan la secuencia evolutiva durante el Neógeno-Cuaternario en el sector Interno del parte oriental del SCE. Leyenda: (1) Paleozoico (Ordovícico; leukoneises y ortoneises), (2) Paleozoico (paraneises, esquistos, psamitas, pizarras negras y cuarcitas), (3) Sedimentos de Mioceno (Aragoniense; bloques, cantos, arenas y arcillas), (4) Superficie de erosión SE1, (5) Superficie de erosión SE2, (6) Sedimentos de Turolense-Rusciniense (bloques, cantos, arenas y arcillas), (7) Superficie de erosión SE3, (8) Superficie de erosión SE4, (9) Superficies de erosión de Cuaternario y (10) Red hidrográfica.

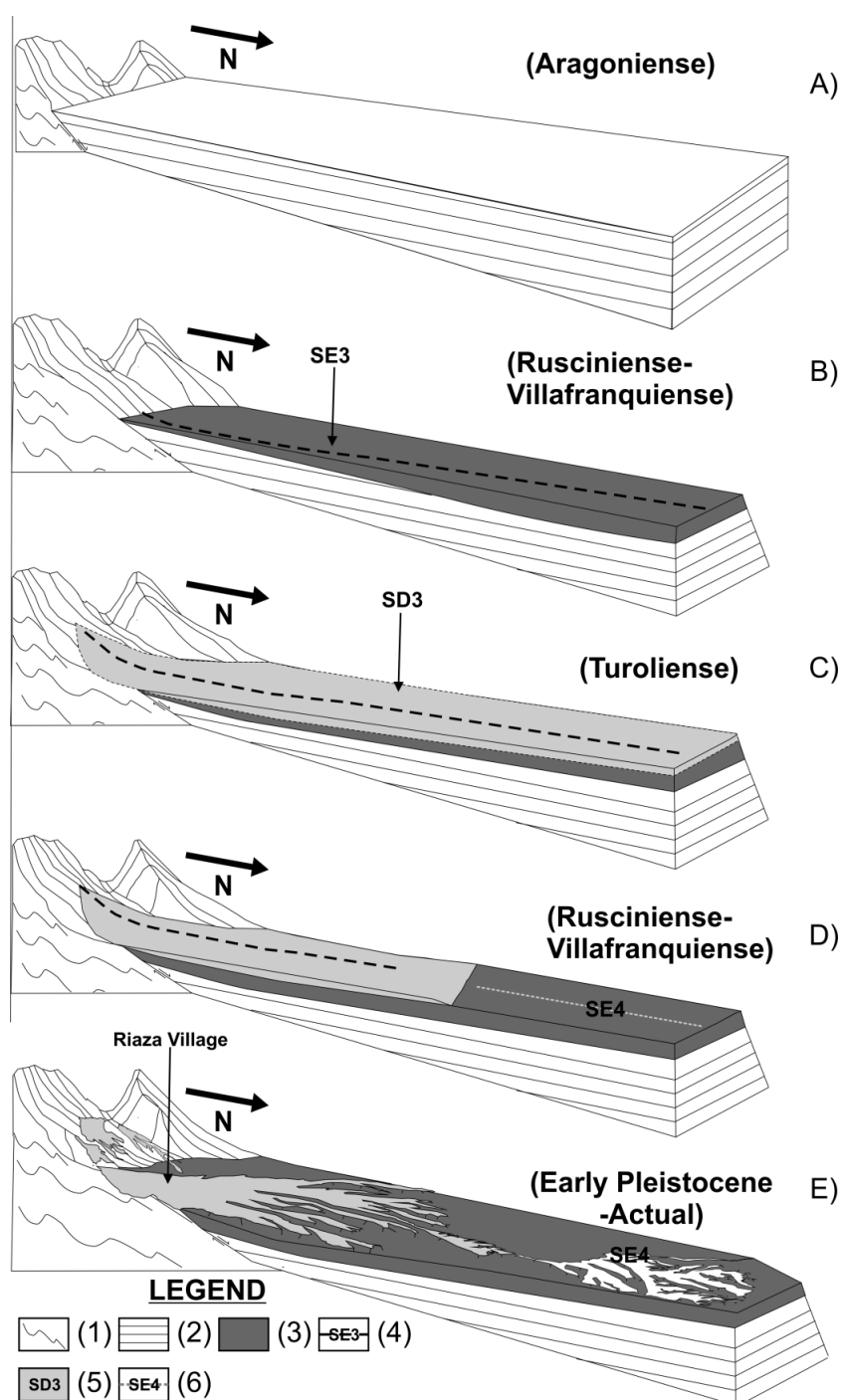
Figure 6.12. Scheme models sequence showing the Neogene-Quaternary geomorphologic evolution in the Internal Sector area. Legend: (1) Ordovician (ortoneiss y leukoneiss), (2) Paleozoic (paraneiss, schist, psammite, black slate and quartzite), (3) Miocene sediments (Aragonian; boulders, cobbles, sands and clays), (4) SE1 erosive surface, (5) SE2 erosive surface, (6) Turolian-Ruscinian deposits (boulders, cobbles, sands and clays), (7) SE3 erosive surface, (8) SE4 erosive surface, (9) Quaternary surfaces and (10) Hydrography.

El tercer nivel SE3 erosiona las rocas paleozoicas en el sector Interior pero también sedimentos del Mioceno Superior en los piedemontes del SCE (Figura 6.11 y Figura 6.13). En el parte septentrional el SE3 se ha desarrollado sobre en la unidad sedimentaria de Riaza (Aragoniense Superior-Vallesiense) y en las calizas de Paramo Superior (Vallesiense), cuando en el piedemonte meridional se ha localizado sobre en los depósitos de las Series Rojas (Aragoniense Superior-Rusciniense; Sector de Valdepeñas de la Sierra), y en unidad sedimentaria superior de la cuenca de Madrid (Aragoniense Superior-Rusciniense; Tamajon área; Figura 6.10).

Por otro lado, el mismo nivel se ha asociado con un glacis con depósito (SD3) cuyo perfil presenta un suelo muy evolucionado que afectado por meteorización y se asociado con momentos húmedos (Pérez-González y Gallardo, 1987). Estos depósitos en la zona de La Mierla (+300m por encima del nivel del base actual) se muestrearon para datarlos

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

mediante núclidos cosmogénicos. Los resultados presentan una rango de edad entre una edad mínima de 0.6Ma y 2.96Ma. Acorde a su posición geomorfológica, mucho más antigua que los niveles de terraza cuaternario, es más probable que se sitúe hacia los 2.96 Ma.



CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

Figura 6.13. Modelos esquemáticos 3D que presentan la secuencia evolutiva durante el Neógeno-Cuaternario en el en el piedemonte Septentrional. Leyenda: (1) Paleozoico (paraneises, esquistos, psamitas, pizarras negras y cuarcitas), (2) Terciario (conglomerados, bloques, cantos, arenas y arcillas), (3) Sedimentos de Terciario (Aragoniense Superior-Vallesiense; bloques, cantos, arenas y arcillas), (4) Superficie de erosión SE3, (5) Glacis con deposito SD3 (bloques, cantos, arenas y arcillas), Superficie de erosión SE2 y (6) Superficie de erosión SE4.

Figure 6.13. Scheme models sequence displaying the Neogene-Quaternary geomorphologic evolution in the North Face Piedmont. Legend: (1) Paleozoic (paraneiss, schist, psammite, black slate and quartzite), (2) Tertiary (cocnglomerates, boulders, cobbles, sands and clays), (3) Tertiary sediments (Late Aragonian-Vallesian; boulders, cobbles, sands and clays), (4) SE3 erosive surface, (5) SD3 alluvial glacis deposits (boulders, cobbles, sands and clays) and (6) SE4 erosive surface.

No obstante, aun así, esta edad se debe tomar como mucha cautela, puesto que no es congruente con los datos morfoestratigráficos, que, por ejemplo, en referencia a su posición con respecto al yacimiento de Arbarcón indicarían una edad más antigua, posiblemente Turolense. Además, en las zonas de Prádena del Rincón y de Guadalix de la Sierra, esta superficie presenta deformación por tectónica, lo que indica una edad antigua, sujeta a las fases tectónicas regionales.

El ultimo nivel es el SE4, que se identificado sobre rocas paleozoicas, mesozoicas y neógenas. Este nivel se ha formado después de la colmatación neogéna de la cuenca de Madrid bajo condiciones exorreicas. En las zonas de Montejo de la Sierra (sector interior del SCE) y en la Sierra de Pradeles se identificaron glacis con depósitos y se correlacionaron con la superficie SE4.

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

6.4.2. El modelo evolutivo del relieve en la parte oriental del Sistema Central durante el Cenozoico.

Los elementos geomorfológicos más importantes se formaron durante la fases de la tectónica Alpina (Stickell, 1930; Hernández Pacheco 1932; Schwenzner, 1937; Birot y Solé Sabaris, 1954; Pedraza, 1978; Fernández, 1988), donde desde una superficie poligénica, policíclica y arcaica (Schwenzner, 1937; Birot y Solé Sabaris, 1954; Pedraza, 1978), cuya edad se sitúa entre el final de la orogénesis Varisca y el principio del ciclo Alpino, se generan las superficies erosivas de Cumbres y Paramera. La desarticulación de la superficie generatriz ha generado por lo menos un modelo escalonado de seis superficies erosivas.

Por debajo, de los niveles de Cumbres y Paramera se identificaron los cuatro niveles neógenos (SE1, SE2, SE3 y SE4; Figura 6.14 y Figura 6.15). El presente estudio sugiere que el primer nivel se formó durante el Mioceno Inferior y ha sido afectada por la fase tectónica desarrollada durante el Oligoceno-Mioceno Inferior, definida para el Sistema Central (De Vicente *et al.*, 2007). Esto puede explicar la deformación de este nivel en varias zonas de nuestra zona del estudio.

El segundo nivel se desarrolló durante el Mioceno Medio y se ha correlacionado con sedimentos de edad Aragoniense de la cuenca de Madrid. Su morfología deformada es debida posiblemente al tectónico durante el Mioceno Medio (Capote *et al.*, 1987; Arenas Martín *et al.*, 1991; Bellido *et al.*, 1991(a); Bellido *et al.*, 1991(b); Aznar Aguilera *et al.*, 1995; De Bruijne., 2001) y coincide posiblemente con la discontinuidad

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

de las unidades sedimentarias de las cuencas enozoicas entre Mioceno Medio-Superior

(Alonso-Zarza *et al.*, 1993; López Olmedo *et al.*, 2005; Luengo *et al.*, 2006).

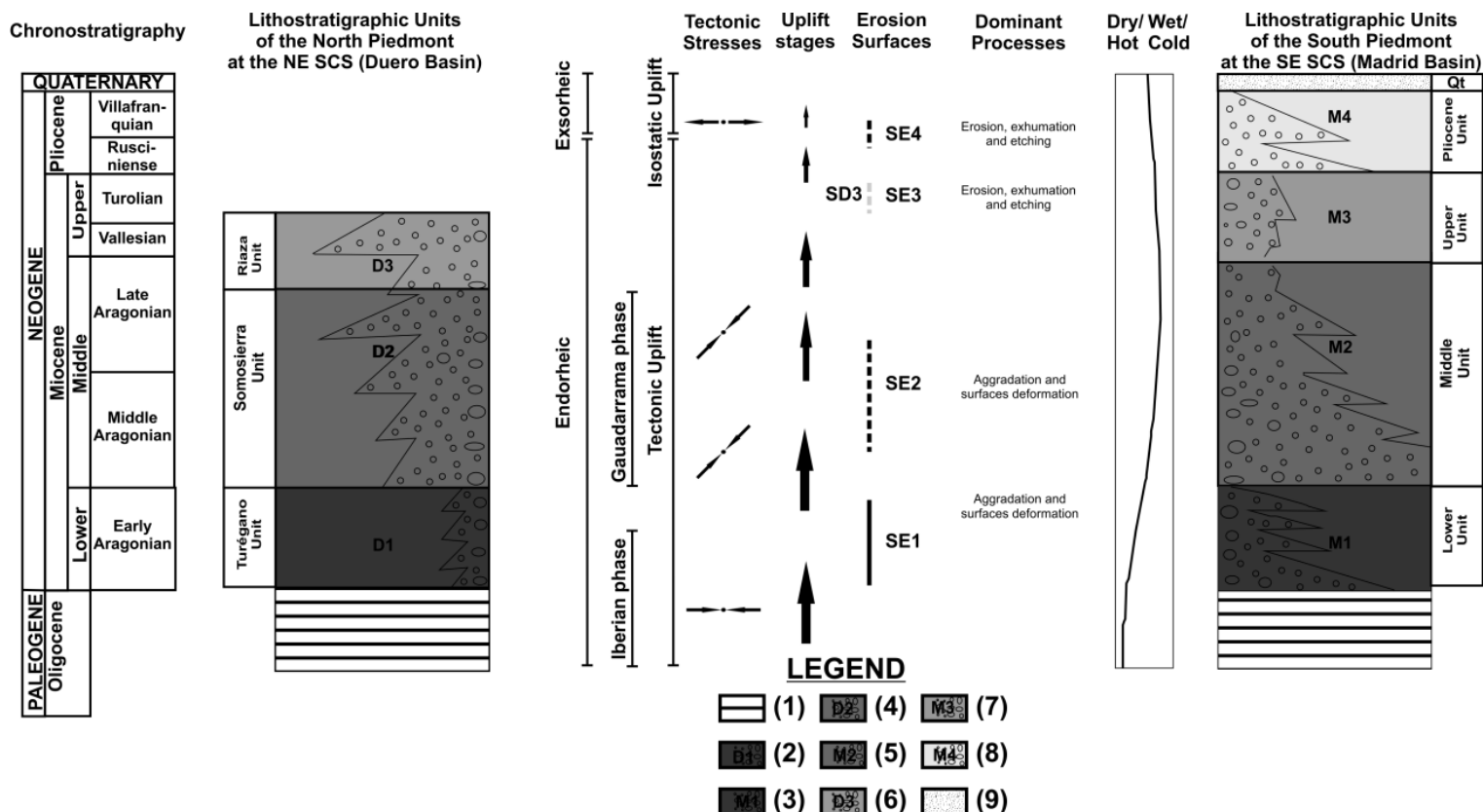


Figura 6.14. Ilustración esquemática de la relación entre las superficies erosivas y las unidades sedimentarias entre el piedemonte meridional (CMB), el sector Interno (SCE) y el piedemonte septentrional (CDB), la evolución de los levantamientos, las condiciones climáticas y los procesos superficiales más importantes. Leyenda: (1) Paleógeno (yesos, conglomerados, lutitas rojas y arcillas), (2) Aragoniense Inferior (conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas; CDB), (3) Aragoniense Inferior (conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas; CMB), (4) Aragoniense Medio (conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas; CDB), (5) Aragoniense Medio (conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas; CMB), (6) Aragoniense Superior-Vallesiense (conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas; CDB), (7) Aragoniense Superior-Vallesiense (conglomerados, bloques, cantos,

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

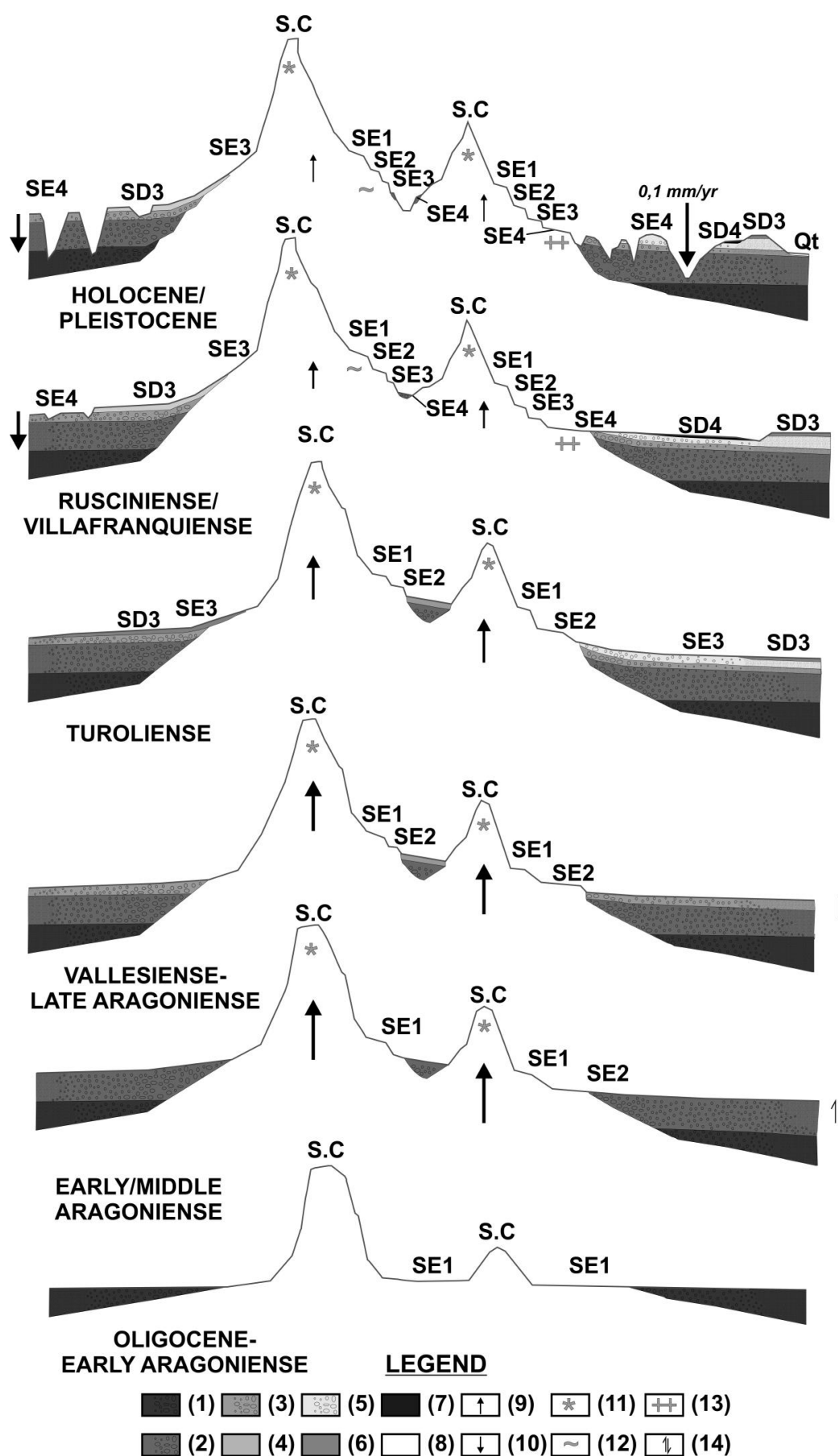
gravas, arenas y arcillas; CMB), (8) Turolense-Rusciniense (conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas; CMB) y (9) Cuaternario (cantos, gravas, arenas y limos; CMB).

Figure 6.14. Scheme illustrating the sedimentary units and surfaces erosion relationship during Neogene-Quaternary between the South Face Piedmont (CMB), Internal Sector (SCS) and the North Face Piedmont (CDB), as well as the uplift evolution, climatic conditions and the dominant surface processes. Legend: (1) Paleogene (gypsum, conglomerates, red lutites and clays), (2) Early Aragonian (conglomerates, boulders, gravels, sands and silts) (CDB), (3) Early Aragonian (conglomerates, boulders, gravels, sands and silts) (CMB), (4) Middle Aragonian (conglomerates, boulders, gravels, sands and silts) (CDB), (5) Middle Aragonian (conglomerates, boulders, gravels, sands and silts) (CMB), (6) Late Aragonian-Vallesian (conglomerates, boulders, gravels, sands and silts) (CDB), (7) Late Aragonian-Vallesian (conglomerates, boulders, gravels, sands and silts) (CMB), (8) Turolense-Ruscinian (conglomerates, boulders, gravels, sands and silts) (CMB) and (9) Quaternary (gravels, sands and silts) (CMB).

La mayoría del relleno se parece realizarse entre el el Oligoceno Superior y el Mioceno Superior, mientras que posteriormente se registra una deceleración del levantamiento regional, identificado por datos de *fission track* (De Bruijne., 2001). A continuación, se desarrolla el tercer nivel de aplanamiento se ha asociado con transición de la cuenca de Madrid desde un modelo endorreico a otro exorreico.

Dataciones por isótopos cosmogénicos realizadas en el glacis aluvial de este nivel proporcionan una edad entre 0.6 Ma y 2.96 Ma. Esta disparidad de las fechas de la datación, y edades demasiado reciente, posiblemente manifieste incertidumbre en la datación. De este modo, acorde con los datos regionales, su posición morfoestratigráfica relativa respecto al yacimiento de Arbancón y la posición relativa de este nivel respecto a los anteriores y a posteriores, posiblemente indican que se trata de una superficie Turolense o fini-miocena.

CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN EL PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO



CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE PALEOPAISAJES EN LA PARTE ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL DURANTE EL CENOZOICO

Figura 6.15. Perfil esquemático de la evolución de relieve en la parte Oriental del SCE durante la formación de las superficies erosivas Neógenas (SE1, SE2, SE3 y SE4) y el modelo fluvial Cuaternario. Leyenda: (1) Oligoceno/Aragoniense Inferior (conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas), (2) Aragoniense Medio/Superior (conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas), (3) Aragoniense Superior/Vallesiense (conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas; CMB), (4) Glacis con depósito SD2 (bloques, cantos, arenas y arcillas), (5) Turolense-Rusciniense (conglomerados, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas), (6) Glacis con depósito SD3 (bloques, cantos, arenas y arcillas), (7) Glacis con depósito SD4 (bloques, cantos, arenas y arcillas), (8) Cuaternario (gravas, arenas y arcillas), (9) Movimientos de levantamiento, (10) Incisión fluvial, (11) Erosión, (12) Meteorización, (13) Exhumación y (14) Deformación tectónica.

Figure 6.15. Synthetic evolution profile model for the SE SCS during the development of the Neogene-Quaternary Surfaces (SE1, SE2, SE3 and SE4) and the Quaternary fluvial model. Legend: (1) Oligocene/Early Aragonian (conglomerates, boulders, gravels, sands and silts), (2) Early/Middle Aragonian (conglomerates, boulders, gravels, sands and silts), (3) Late Aragonian/Vallesiense (conglomerates, boulders, gravels, sands and silts) (CMB), (4) SD2 alluvial glacial deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (5) Turolian-Ruscinian (conglomerates, boulders, gravels, sands and silts), (6) SD3 alluvial glacial deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (7) SD4 alluvial glacial deposits (boulder, cobbles, sands and clays), (8) Quaternary (gravels, sands and silts), (9) Uplift movements, (10) Rivers Incision, (11) Erosion, (12), Etching, (13) Exhumation and (14) Tectonic deformation.

Finalmente, se desarrolló el último nivel neógeno, cuya edad posiblemente se sitúe en el Plioceno, anterior al desarrollo de la secuencia escalonada de terrazas fluviales. Este modelo, fundamentalmente de erosión se sitúan en el Cuaternario como se ha discutido en el Capítulo 4 (Figura 6.13 and Figura 6.14).

CAPITULO 7. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES.

La evolución geomorfológica de la
cuenca de drenaje del Río
Lozoya (comunidad de Madrid, España).

7. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

El presente tesis doctoral presenta una análisis de la evolución del relieve durante el Cenozoico en la región Norte Oriental del Sistema Central Español, su enlace con el Sistema Ibérico al Este y con las Cuencas Cenozoicas, del Madrid al Sur y del Duero al Norte y contextualizar los yacimientos paleoantropológicos de Pinilla del Valle (Comunidad de Madrid, España) en el análisis del paisaje físico que los engloba. Nuestro trabajo se ha enfocado en intentar definir las diferentes etapas de la evolución geodinámica y aportar nuevos datos que ayuden mejorar y comprender el modelado de la evolución geomorfológica en esta región.

7.1. EL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

7.1.1. El modelado morfoestructural y su influencia en la evolución del paisaje.

Los rasgos de relieve de nuestra zona de estudio está constituido por un modelo escalonado de superficies antiguas están condicionados por los impulsos de levantamiento durante la intensa actividad Paléogena (Eoceno Medio-Eoceno Superior y Oligoceno Inferior- inicio Oligoceno Superior) y en menor medida durante el Mioceno Inferior. Las directrices de los valles principales como el Valle Alto del Río Lozoya y el desnivel entre la cadena montañosa de esta parte del Sistema Central y las cuencas Cenozoicas (Duero y Madrid) posiblemente se formaron durante la actividad

CAPITULO 7. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES.

Eocena produciendo paralelamente morfologías tipo “cuesta” o “monoclinales” sobre los depósitos Cretácicos y Paleocenos (Capítulo 6.3.1.1.).

Otros ejemplos con carácter más regional pero significantes en la evolución paleopaisajística son las capturas fluviales producidas en el valle formado por el Río Madarquillos y del Río Lozoya en la zona de Atazar donde están restringidos por el contacto lito-estructural entre neises Ordovícicos, metasedimentos Paleozoicos (Falla de Somosierra, N-S) y granitos Pérmicos.

7.1.2. Las superficies de erosión identificadas como trazas de relieves antiguos.

En la secuencia de superficies cartografiadas las más antiguas son las superficies altas de “Cumbres” y “Parameras”. En este trabajo hemos podido identificar por lo menos seis niveles (SC6, SC5, SC4, SC3, SC2 y SC1), pero su mal estado de conservación y la falta de registros sedimentarios para poder correlacionarlos hace el trabajo de su clasificación y su datación complicada. Así que para poder realizar una primera clasificación nos hemos basado en evidencias morfológicas descritas en el capítulo 6 que nos permiten situar la formación de los primeros dos niveles (SC6 y SC5) como pre-Eocenas (Eoceno Medio) y como Oligocenos (final Eoceno Superior-Oligoceno) los 4 inferiores (SC4, SC3, SC2 y SC1; Capítulo 6.3.1.1.).

Por debajo de estos niveles, se han localizado 4 niveles de antiguos pediments de erosión (SE1, SE2, SE3 y SE4) cuyas superficies se han podido correlacionar con depósitos de pie de monte (pedimentos de cobertura) o con unidades sedimentaria de las

CAPITULO 7. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES.

Cuencas Cenozoicas. Las edades de estos 4 niveles abarcan entre final del Oligoceno hasta el Plioceno. La SE1 y SE2 se formaron durante Oligoceno-Mioceno Inferior y al Mioceno Medio respectivamente. Su datación en estos casos se hizo por su posición geomorfológica, su correlación morfoestratigráfica con las unidades sedimentarias de las Cuencas Cenozoicas y su asociación con la actividad tectónica. La SE3 se ha asociado con unos depósitos fluviales de cobertura, en la zona de La Mierla (SD3), que se han datado por su posición geomorfológica y su correlación con unidades sedimentarias en la cuenca de Madrid cuya edad podría abarcar entre Vallesiense superior-Turolense superior. Se ha intentado datar dicho depósito mediante los núclidos cosmogénicos ^{10}Be y ^{26}Al , pero sus resultados hay que analizarlos con mucha cautela. Así, que se ha decidido que en las mismas muestras se midiera el núclido cosmogénico estable ^{21}Ne cuyos resultados estamos pendientes. Este episodio posiblemente está relacionado con un impulso y el cambio del endorreísmo al exorreísmo en la Cuenca de Madrid. Finalmente, durante el Plioceno se ha formado el último nivel SE4. En la Cuenca de Madrid su datación numérica no ha podido ser posible por su escasa conservación. Pero por su posición geomorfológica en la cuenca de Madrid, entre el nivel SE3 y las terrazas altas del Río Jarama (Pleistoceno Inferior) y que con respecto las terrazas del Río Duero que se encuentran en posición relativa más baja 1.1 Ma (+70-78); 0.8 Ma (+60-67m)) estimamos una edad Pliocena (Capítulo 6.3.1.2.).

7.1.3. El modelado fluvial Cuaternario.

En la Cuenca de drenaje del Río Lozoya se ha identificado un modelo fluvial escalonado intramontañoso. Durante el Cuaternario se ha formado una secuencia fluvial

CAPITULO 7. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES.

con 24 niveles que en su mayoría son erosivos. La mayoría de los niveles registrados se encuentra en el Pleistoceno Inferior (T15: +62-64 a T1: +200-205), 5 al Pleistoceno Medio (T16: +50-55m a T20: +17-20m), 3 al Pleistoceno Superior (T21: +11-14m a T23: +3-5m) y 1 durante el Holoceno (T24: +1-2m). El gran registro de niveles de base indica que el sistema de drenaje ha sido muy sensible a los levantamientos y los cambios climáticos durante de este periodo. Además en este estudio se presentan los primeros datos numéricos de la edad mínima de exposición de dos terrazas rocosas del Río Lozoya mediante los isótopos cosmogénicos ^{10}Be y ^{26}Al . La terraza TE15 se encuentra dentro de las edades >232 ka, con tasas de erosión entre 18 y 19 mm/ka, cuando la terraza TE17 se encuentra dentro de las edades >140 ka, con tasas de erosión entre 7 y 9 mm/ka. Las concentraciones de ambos perfiles muestran ratios $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ parecidos al ratio de producción lo que sugiere modelos de exposición simples (sin largos periodos de enterramiento) (Capítulo 4.2.3.5.).

En la zona del Alto Valle del Lozoya junto con la zona de conjunción con el Río Jarama, son unas de las escasas zonas donde se han localizado sedimentos fluviales (terrazas, abanicos aluviales y rellenos en los sistemas kársticos locales). El Río Lozoya desde su salida de la zona de embalse del Pinilla del Valle hasta su unión con el Río Jarama es un río meandriforme desarrollado sobre roca y su curso está condicionado por controles lito-estructurales, NE-SW al Valle Alto del Lozoya hasta el embalse de Puentes Viejas y N-S en la zona entre Buitrago de Lozoya y del Atazar. Su sinuosidad tiene valores entre 2.71 hasta 3.36. En el área entre el Atazar y el sistema kárstico del Pontón de Oliva el río está instalado sobre pizarras negras. En esta región es donde presenta su máxima sinuosidad, se observan procesos, de epigénesis, de rotación, extensión y meandros abandonados.

CAPITULO 7. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES.

Durante el análisis geomorfológico de la cuenca del Río Lozoya se han identificado morfologías de captura fluvial. Las capturas más notables habrían cambiado el drenaje en el último sector del Río Lozoya, inicialmente en dirección sur (El Berrueco-Torrelaguna), hacia el este, hasta su actual unión con el Río Jarama aguas arriba de Patones. También en la área Norte de Buitrago de Lozoya donde la dirección de los cauces de los arroyos de Valladar y Retamar originalmente de Norte al Sur hacia el oeste, ahora su actual salida esta hacia al Río Madarquillos. Finalmente en el mismo sector que la anterior, está localizada la última captura que no cambia la dirección del curso pero si el nivel de base, donde el arroyo del Horcalo se captura por el arroyo del valle (Capitulo 4.2.3.).

7.1.4. El ejemplo glaciar.

En este estudio no hemos tratado con nuevos datos relacionados con el glaciario. Nuestra cartografía está basada en referencias publicadas, fotointerpretación, modelos de elevación de alta resolución y salidas de campo. La mayoría de las morfologías glaciares se encuentran en las cumbres y paramera de la Sierra de Guadarrama y de la Somosierra, corresponden en círculos glaciares degradados con depósitos morrenicos y a lagos glaciares. Estas formas de relieve tienen escasa presencia y están asignados al Pleistoceno Superior (fase equivalente a la Würm alpina) por datación numérica mediante núclidos cosmogénicos, correlación y algunos criterios de datación relativa.

7.1.5. Formas relacionadas con procesos de ladera.

Este tipo de morfologías están relacionadas con procesos de erosión, meteorización de la roca madre, movimientos por gravedad o por flujos hídricos en zonas de ladera. Nosotros hemos diferenciado este tipo de morfologías en dos grandes grupos, a los coluviones cuyos depósitos se forman debido a procesos de gravedad y a coluviales donde sus sedimentos se han depositado por procesos mixtos (gravedad y flujos hídricos).

7.1.6. Meteorización química en rocas carbonatadas y silíceas.

La presencia de rocas carbonatadas en la cuenca de drenaje del Río Lozoya es escasa. Sin embargo su litología (dolomías del Cretácico Superior), la compleja historia estructural y climática las hace sensibles a la meteorización química. Las zonas más afectadas están relacionadas con el desarrollo de karst y se encuentran en el Pontón de Oliva (Cueva de Reguerillo) y en la zona del Alto Valle del Lozoya (sistema kárstico del Pinilla del Valle). El karst en la cueva de Reguerillo es un complejo kárstico formado durante el Pleistoceno Inferior-Medio por la acción fluvial del Río Lozoya al favor de controles estructurales y litológicos. Sin embargo el karst del Pinilla del Valle aunque se ha formado posteriormente que el anterior constituye un karst fósil del Pleistoceno Medio-Superior donde se encuentra un sistema de galerías y conductos kársticos colapsados y degradados por la acción fluvial y los desplomes, derrumbes por procesos de disolución, de meteorización química y de gravedad. La formación de este

karst está vinculada con la acción fluvial de la red de drenaje local, controlado por elementos litoestructurales y afectado por los cambios climáticos desde al menos el MIS7. Su complejidad se queda confirmada por su perpleja morfo-estratigrafía donde se quedan reflejados varios episodios de sedimentación y de vaciado y es donde están localizados los yacimientos arqueológicos/paleontológicos de Pleistoceno Medio-Superior del Pinilla del Valle (Comunidad de Madrid, España) (Capítulo 4.2.8.).

Las rocas silíceas claramente afectadas por meteorización químicas son los granitos y los adamelitas Pérmicos. En la zona de la Cabrera fácilmente se pueden identificar una gran variedad debida a la acción de procesos superficiales y subaeriales como tors, bolos graníticos, zonas de arenitización, y otras formas como pilas o marmitas (en los cauces fluviales), piedras caballeras, pavimentos, canalones, agrietamientos y zonas de navas.

7.2. EL ESTUDIO MORFOMÉTRICO Y MORFOESTADÍSTICO DE LA CUENCA DE DRENAJE DEL RÍO LOZOYA.

La aplicación de los índices morfométricos nos ha permitido identificar los antiguos niveles de base del Río Lozoya, comprender su modelo de incisión y correlacionarlo con factores litológicos, estructurales, y climáticos durante el Cuaternario.

Mediante este análisis hemos podido localizar los sectores con las máximas tasas de incisión en aguas abajo del Río Lozoya, entre la zona de Buitrago de Lozoya hasta su punto de conjunción con el Río Jarama. Estos fenómenos los hemos asociado con el

CAPITULO 7. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES.

contacto litoestructural entre los neises (Ordovícicos) y metasedimentos (Paleozoicos) y de una captura fluvial de Pleistoceno Inferior en la zona del Embalse de Atazar. Este evento posiblemente ha incrementado la incisión fluvial y un nuevo ajuste de la red de drenaje local. Durante la reconstrucción de los niveles de base del Río Lozoya los *knickpoints* detectados coinciden con los *knickpoints* del perfil actual longitudinal del río, los cambios litológicos y la captura fluvial. En general a lo largo del curso del Río Lozoya se forman valles de formato-V. Al final del Pleistoceno Inferior, el río casi en todas las regiones, excepto de la zona del Alto del Valle del Lozoya, incide mucho más dejando valles cada vez más estrechos. Esto podría significar controles litológicos, mediante diferentes modelos de evolución del relieve, lo cual quiere decir que cuando en el sector del Alto Valle del Lozoya dominan los procesos de agradación en la demás zonas están controlados por procesos erosivos.

El estudio morfoestadístico y la reclasificación que hemos realizado en la Cuenca coincide con los datos anteriores. Es decir que hay una clara relación entre litología-estructural y sus morfologías. Las rocas sedimentarias constituidas por areniscas, arenas, dolomías, lutitas, bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas están caracterizadas por formas de relieve suave, asociadas con altas tasas de sedimentación y una gran vulnerabilidad a los procesos de erosión y meteorización (zonas de karst en el área de Lozoya del Valle y en el Pontón de la Oliva). Las rocas metamórficas (ortoneisses y leukoneisses) y las rocas plutónicas (granitos, adamellitas y rocas filoñanas) están representadas por formas planas erosivas, como altiplanicies o mesoplanicies (formas erosivas antiguas), pedimentos, rellanos, terrazas rocosas, navas y cañones. Finalmente las rocas metamórficas como paraneisses, esquistos, metasamitas, pizarras negras y cuarcitas están relacionadas con formas erosivas degradadas, valles escarpados e grandes cañones (Capítulo 5).

7.3. SÍNTESIS GENERAL

En este trabajo usando técnicas de cartografía tradicional con nuevos datos espaciales hemos podido realizar un mapa geomorfológico de detalle que lo hemos usado como base de información para poder realizar un análisis geoespacial mediante estudios morfoestadísticos y morfométricos. Nuestro estudio lo hemos enriquecido mediante datos numéricos usando técnicas novedosas como los núclidos cosmogénicos ^{26}Al y ^{10}Be .

Así, que hemos podido establecer una larga secuencia constituida por seis superficies erosivas antiguas Paleógenas (Superficies de Cumbres y paramera), cuatro superficies Neógenas (SE1, SE2, SE3 y SE4) y un modelo erosivo escalonado fluvial que se ha formado durante el Cuaternario y se ha asociado con la red de drenaje local, en este caso con el Río Jarama.

Por falta de datos morfo-estratigráficos y por su compleja historia evolutiva hemos intentado establecer un marco cronológico para las 6 superficies altas (SC6, SC5, SC4, SC3, SC2 y SC1) basado solo en evidencias geomorfológicas.

Sin embargo, hemos podido profundizar para las superficies Neógenas, donde la primera se formó durante el Aragoniense Inferior, la segunda al Aragoniense Medio y las dos presentan claros signos de deformación por impulsos relacionados durante la actividad tectónica Alpina. La tercera superficie SE3 se ha formado durante el Turoliense y se ha asociado con el momento de cambio de modelo de la cuenca de Madrid de endorreico a exorreico. La SE4 con una edad posible Pliocena se ha relacionado con impulsos verticales y altas tasas de erosión. Por último, durante el

CAPITULO 7. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES.

Cuaternario se ha formado un modelo fluvial escalonado formando una secuencia de 24 niveles con mayores tasas de incisión durante el Pleistoceno Superior probablemente por levantamiento isostático regional.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

La evolución geomorfológica de la
cuenca de drenaje del Río
Lozoya (comunidad de Madrid, España).

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alia, M., 1976. Una megaestructura de la Meseta Ibérica: la bóveda Catellano-Extremeña. *Estudios Geológicos*, 32, 229-239, Madrid.

Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A., 1993. Palaeogeomorphological controls on the distribution and sedimentary styles of alluvial systems, Neogene of the NE Madrid Bas: (central Spain). En: *Alluvial Sedimentation* M. Marzo y C. Puigdefábregas, (Eds.), Special Publications International Association Sedimentologists, 17, pp. 277-292.

Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silva, P.G. Torres, T. 2004. Cuenca del Tajo. En: J.A. Vera, (Eds). *Geología de España*. Sociedad Geologica España, IGME, Madrid, pp. 556-561.

Alvaro, M., Apalategui, O., Baena, J., Balcells, R., Barnolas, A., Barrera, J. L., Bellido, F., Cueto, L. A., Díaz de Neira, A.; Elízaga, E.; Fernández-Gianotti, J. R., Ferreiro, E. , Gabaldón, V., García-Sansegundo, J., Gómez, J. A., Heredia, N., Hernández-Urroz, J., Hernández- Samaniego, A., Lendínez, A., Leyva, F., López-Olmedo, F. L., Lorenzo, S., Martín, L., Martín, D., Martín Serrano, A., Matas, J., Monteserrín, V., Nozal, F., Olive, A., Ortega, E., Piles, E., Ramírez, J. I., Robador, A., Roldán, F., Rodríguez, L. R., Ruiz, P.; Ruiz, M. T., Sánchez-Carretero, R. y Teixell, A., 2001. *Mapa Geológico de España a E. 1:1.000.000*, IGME, Madrid.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amato, A., y Cinque, A., 1999. Erosional land surfaces of the Campano–Lucano Apennines (S. Italy): genesis, evolution, and tectonics implications. *Tectonophysics* 315, 251–267.

Arenas Martín, R. Fúster, J.M. Martínez, J., Del Olmo, A y Villaseca. E., 1991. Mapa Geológico de España a E.1:50.000, Segovia (483). IGME. Madrid.

Arsuaga, J.L., Baquedano, E. y Pérez-González, A., 2008. “Neandertal and carnivore occupations in Pinilla del Valle sites (Community of Madrid, Spain)”. *Proceedings of the XVISP Congress, Lisbon 2006 British Archaeological Reports*.

Arsuaga, J.L., Baquedano, e., Pérez-González, A., Sala, N., Quam, R., Rodríguez, L., García, R., García, N., Álvarez-Lao, D., Laplana, C., Sevilla, P., Maldonado, E., Blain, H., Ruiz-Zapata, B., Sala, P., Gil-García, J., Uzquiano, P., Pantoja, A. y Márquez, B., 2012, Understanding the ancient hábitats of the last-interglacial (late MIS 5) Neanderthals of central Iberia: paleoenvironmental and taphonomic evidence from the Cueva del Camino (Spain) site. *Quaternary International*, 275, 55-75.

Aznar Aguilera, J.M., Pérez-González, A. y Portero García, J.M., 1995. Mapa Geológico de España a E. 1:50,000, Valdepeñas de la Sierra (485). IGME, Madrid.

Azor, A., Casquet, C., Martin, L.M., Navidad, M., Del Olmo, A., Peinado Moreno, M., Pineda, A., Villar Alonso, P. and Villaseca, C., 1991. Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Prádena (458). IGME, Madrid.

Baeza, D., y García de Jalón, D., 1997. Caracterización del régimen de caudales en ríos de la cuenca del Tajo basado en criterios biológicos. *Limnetica*, 13 (1), 69-78.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Balco, G. and Rovey, C. W., 2008. An isochron method for cosmogenic nuclide dating of buried soils and sediments. *American Journal Science*, 308, 1083–1114.

Balco, G., Rovey, C.W. and Stone, J. O., 2005. The first glacial maximum in North America. *Science*, 307, 222.

Balco, G., Soreghan, G.S., Sweet, D.E., Marra, K.R., Bierman, P.R., 2013. Cosmogenicnuclide burial ages for Pleistocene sedimentary ll in Unaweep Canyon, Colorado, USA. *Quaternary Geochronology*, 18, 149-157.

Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A. and Dunai, T. J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements, *Quaternary Geochronology*, 3, 174–195.

Bellido, F., Capote, R., Casquet, C., Fuster, J.M., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C., 1981. Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central español. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 15–52.

Bellido, F., Casquet, C., Fúster, J.M., González, F., Martín, L.M., Martínez-Salinova, J. y Del Olmo, A., 2004. Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Torrelaguna (509). IGME, Madrid.

Bellido, F., Casquet, C., Fúster, J.M., Martín Serano, A., Del Olmo, A. y De Pablo Maciá, J.G., 1991a. Mapa Geológico de España a E. 1:50,000, Cercedilla (508). IGME, Madrid.

Bellido, F., Escuder, J., Klein, E. y Del Olmo, A., 1991 (b). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Buitrago de Lozoya (484). IGME: Madrid.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Benito Calvo, A.; Pérez-González, A. y Santonja, M., 1998. Terrazas rocosas, aluviales y travertínicas del valle alto del río Henares (Guadalajara, España). *Geogaceta*, 24, 55-58.

Benito Calvo, A.; Pérez-González, A. y Santonja, M., 1998. Evolución geomorfológica de la región del Alto Henares en la Cordillera Ibérica Occidental. En: A. Gómez Ortiz, y F. Salvador Franch (Eds). *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*. Barcelona, pp. 347-356.

Benito, A., Pérez-González, A., y Santonja, M., 1998a: Evolución geomorfológica de la región del Alto Henares en la Cordillera Ibérica Occidental. En: A. Gómez y F. Salvador (Eds). *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*. Barcelona, pp. 347-356

Benito-Calvo, A., y Pérez-González, A., 2007. Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero Basin (north-central Spain). *Geomorphology*, 88, 226-241.

Benito-Calvo, A., y Pérez-González, A., 2010. Las superficies de erosión neógenas en la zona de transición entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central (Guadalajara, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 23 (3-4), 145-156.

Benito-Calvo, A., Pérez-González, A. and Parés, J.M., 2008. Quantitative reconstruction of late Cenozoic landscapes: a case study in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 196–208.

Benito-Calvo, A., 2013. La reconstrucción de los medios físicos y el análisis de paleopaisajes. En: García Díez, M. y Zapata, L. (Eds.), *Métodos y Técnicas de análisis y estudio en arqueología prehistórica. De lo técnico a la reconstrucción de los grupos humanos*, Universidad del País Vasco, UPV/EHU, pp. 119–140.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bergamín, J.F. y Carbó, A., 1986. Discusión de modelos para la corteza y manto superior en la zona sur del área Centroibérica, basados en anomalías gravimétricas. *Estudios Geológicos*, 42, 143-146.

Bil, M., 2002. The identification of neotectonic based on changes of valley floor width. *Landform Analysis*, 3, 7-85.

Biro, P. y Solé Sabarís, L., 1954. Investigaciones sobre morfología de la cordillera central Española. Madrid: Instituto Juan Sebastián Elcano, C.S.I.C.

Blanco Castro, E., Mugica, F., Sainz Ollero, H., 2013. Encuadre geobotánico de la Sierra Guadarrama: Flora y vegetación. *Ambiente*, 103.

Blard, P. H., Bourles, D., Pik, R. and Lave, J., 2008a. In situ cosmogenic Be-10 in olivines and pyroxenes, *Quaternary Geochronology*, 3, 196–205.

Boezio, M., Carlson, P., Francke, T., Weber, N., Suffert, M., Hof, M., Menn, W., Simon, M., Stephens, S.A., Bellotti, R., Cafagna, F., Circella, M., DeMarzo, C., Finetti, N., Papini, P., Piccardi, S., Spillantini, P., Ricci, M., Casolino, M., De Pascala, M. P., Morselli, A., Picozza, P., Sparvoli, R., Barbiellini, G., Schiavon, P., Vacchi, A., Zampa, N., Grimani, C., Mitchel, J.W., Ormes, J.F., Streitmatter, R. E., Bravar, U., Golden, R. L. and Stochaj, S. J., 2000. Measurement of the flux of atmospheric muons with the CAPRICE94 apparatus, *Phys. Rev. D* 63 032007.

Braucher, R., Benedetti, L., Bourles, D., Brown, R. T. and Chardon, D., 2003. Use of in situ-produced Be-10 in carbonate-rich environments: A first attempt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69, 1473–1478.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Braucher, R., Bourles, D., Merchel, S., Romani, J.V., Fernandez-Mosquera, D., Marti, K., Lanni, L., Chauvet, F., Arnold, M., Aumatre, G., Keddadouche, K., 2013. Determination of muon attenuation lengths in depth profiles from in situ produced cosmogenic nuclides. Nuclear Instruments and methods in physics research section B. Beam Interactions with Materials and Atoms 294(0), 484-490. En: Proceedings of the Twelfth International Conference on Accelerator Mass Spectrometry (Eds). Wellington, New Zealand, pp. 20-25.

Braucher, R., Castillo, P.D., Siame, L., Hidy, A., and Bourles, D., 2009. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ^{10}Be depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. Quaternary Geochronology, 4 (1), 56-67.

Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlès, D., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: a multi element approach. Earth Planet. Sci. Lett., 309 (12), 1-9.

Brown, E.T., Trull, W.T., Jean-Baptiste, P., Raisbeck, G., Bourles, D., Yiou, F. and Marty, B., 2000. Determination of cosmogenic production rates of ^{10}Be , ^3He , and ^3H in water, Nucl. Inst. Meth. Phys. Res. B, 172, 873–883.

Brown, R. T., Brook, E. J., Raisbeck, G. M., Yiou, F. and Kurz, M. D., 1992. Effective attenuation length of cosmic rays producing ^{10}Be and ^{26}Al in quartz: implications for exposure dating. Geophys. Res. Lett., 19, 369–372.

Bull, W.B. and McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. En: D.O. Doehring (eds.). Geomorphology in Arid Regions.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Proc., Eighth Annu. Geomorphol. Symp., State University of New York, Binghamton., pp. 115-138.

Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell, Oxford, UK.

Cabra, P., Goy, J.L., Hoyos, M.O. y Zazo, C., 1983. Estudio geomorfológico del cuaternario y de las formaciones superficiales de sector meridional de la Sierra Cabrera. *Tecniterrae*, 51, 32-42.

Calderon Y., y Arana, S., 1884a. Sobre el origen y desaparición de los lagos terciarios en España. *Bol. de la Inst. Libre de Enseñanza*, 8.

Calderonyarana, S., 1884b. Contestación a la nota del Sr. Botella, sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares», *Actas de la RealSoc. Española de Hist. Nat.*, T., XIII, 98-109.

Capote, R., y Fernández Casals, M. J., 1975. Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Boletin Geologico y Minero*, 86 (6), 551-596.

Capote, R., González Casado, J.M., y De Vicente, G., 1987. Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el Sector Central del Sistema Central Ibérico. *Cuadernos Do Laboratorio Xeoloxico De Laxe*, 11, 305-314.

Carandell, J., 1914. Las calizas cristalinas del Guadarrama. *Publi. Junta Amplia. Estud. e Investi. Cient. Trab, Mus. Nac. Cien. Nat.*, 8.

Carandell, J., 1928. Influencia de las diaclasas en la morfología de la Sierra de Guadarrama. *Conf y Rese. Cient. R. Soc. Esp. Hist. Nato*, 111, 125-131.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Carrasco, R.M., 1999. Geomorfología del Valle del Jerte. Las líneas maestras del paisaje. Universidad de Extremadura (UEX). Cáceres, pp. 246.

Carrasco, R.M. y Pedraza, J., 1995. Morfología glaciar de las cimas en la Sierra de Gredos: monteras de hielo. En: T. Aleixandre, A. Pérez-González (Eds). Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario. Centro de Ciencias Medioambientales (CSIC), Madrid, pp. 227-238.

Casas-Sainz, A.M., y Cortés-Gracia, A.L., 2002. Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology*, 44, 19-46.

Centeno, J.D., Pedraza, J. y Ortega Ruiz, L. I., 1983. Estudio geomorfológico, clasificación del relieve de la sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciar. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, 81 (3-4), 153-171.

Centeno Carrillo, J. D., 1983. Síntesis y clasificación geomorfológicas de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid, pp. 125.

Centeno Carrillo, J. D., 1988. Morfología granítica de un sector del Guadarrama occidental (Sistema Central Español). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, pp. 321.

Chorley, R.J., Schumm, S.A. y Sudgen, D.E. 1984. *Geomorphology*: 1-589. London: Methuen.

De Bruijne, C.H., 2001. Denudation, intraplate tectonics and far fields effects in central Spain. Tesis Docotoral, Free University, Amsterdam.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

De La Rosa Román, A., 2002. Hidroquímica del alto valle del Lozoya. DEA (Inédito). Tesis de Licenciatura, Dpto. de Geodinámica, UCM. Madrid.

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A. Silva, P.G., Andrienssen, P., Cloetín Gh, S., González-Casado, J. M., Van Wees, J. D., Álvarez, J., Carbó, A. y Olaiz, A., 2007. Cenozoic Thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central Symstem. *Global and Planetary Change*, 58, 335-381.

Del Olmo, P. y Martínez Salanova, J., 1989. *Stvdia Geológica Salmanticense*, 5, 59-69.

Desilets, D. and Zreda, M., 2003. Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 206, 21–42.

Desilets, D., Zreda, M. and Prabu, T., 2006b. Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: New measurements at low latitude. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 246, 265–276.

Desilets, D., Zreda, M., Almasi, P. F. and Elmore, D., 2006a. Determination of cosmogenic ^{36}Cl in rocks by isotope dilution: innovations, validation and error propagation. *Chem. Geol.*, 233, 185–195.

Dunai, T. J., 2000. Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: A critical reevaluation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176, 157–169.

Dunai, T. J., 2001. *Cosmogenic nuclides principles. Concepts and applications in the Earth Sciences*. New York, Cambridge University Press.

Dunai, T. J., 2001. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 193, 197–212.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dunne, J., Elmore, D. and Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology*, 27, 3–11.

Eidelman, S., Hayes, K. G., Olive, K. A., Aguilar-Benitez, M., Amsler, C., Asner, D., Babu, K. S., Barnett, R. M., Beringer, J., Burchat, P. R., Carone, C. D., Caso, C., Conforto, G., Dahl, O., D'Ambrosio, G., Doser, M., Feng, J. L., Gherghetta, T., Gibbons, L., Goodman, M., Grab, C., Groom, D. E., Gurtu, A., Hagiwara, K., Hernandez-Rey, J. J., Hikasa, K., Honscheid, K., Jawahery, H., Kolda, C., Kwon, Y., Mangano, M. L., Manohar, A. V., March-Russell, J. and Masoni, A., 2004. Review of particle physics. *Phys. Lett. B*, 592, 1–1109.

Fernandez Garcia, M.P., 1988. Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Santa Maria de Nieva (Segovia). Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid.

Fernandez-Navarro, L., 1914. Monografía geológica del Valle del Lozoya. *Trab. Mus. Nac. CC. Nat.*, 12.

Fischer, R., 1894. Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberschen Halbinsel. *Pettermanns Mitteil.*, 4, 249-259 Y 277-285.

Gallardo, J., Pérez-González, A., y Benayas, J., 1987. Paleosuelos de los piedemontes villafranquienses y de las terrazas Pleistocenas de la región del valle del Henares-Alto Jarama. *Boletín Geológico y Minero*, 98, 27-39.

Garzon, M. G., 1980. Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Credos (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis Doctoral, Fac. Geología, UCM, Madrid, pp. 325.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Garzón, M.G., Pedraza, J., y Ubanell, A.G., 1982. Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama). *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 76 (2), 475-496.

Gasparini, N.M., Whipple, K.X. and Bras, R.L., 2007. Predictions of steady state and transient landscape morphology using sediment-flux-dependent river incision models. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112.

Gil, J., García-Hidalgo, J. F., Segura, M., López Olmedo, F., García, Á., Díaz de Neira, J. A., Montes, M., y Nozal, F., 2010. El Cretácico del Sistema Central (España): Registro estratigráfico, contexto deposicional y esquema evolutivo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Sec. Geol.*, 104 (1-4), 15-36.

Gil, J., García-Hidalgo, J.F., Segura, M., García, A. and Carenas, B., 2006. Stratigraphic architecture, palaeogeography and sea-level changes of a third order depositional sequence: the late Turonian – early Coniacian in the northern Iberian Ranges and Central System (Spain). *Sedimentary Geology*, 191, 191-225.

Gladfelter, B.G., 1971. Meseta and Campiña landforms in central Spain. The University of Chicago, Department of Geography, R.P..

Gosse, J. C. and Phillips, F. M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat. Sci. Rev.* 20, 1475–1560.

Gracia, F.J., Gutiérrez, M., y Leranoz, B., 1988. Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Revista Sociedad Geológica de España*, 1 (1-2), 135-142.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Granger, D. E. and Muzikar, P. F., 2001. Dating sediment burial with in-situ produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1888, 269–281.

Granger, D. E. and Smith, A. L., 1998. Early Laurentide glaciation and creation of the Ohio river dated by radioactive decay of cosmogenic Al-26 and Be-10 in proglacial sediments. Annual Meeting of the Geological Society of America, GSA, Toronto.

Granger, D. E. and Smith, A. L., 2000. Dating buried sediments using radioactive decay and muogenic production of ^{26}Al and ^{10}Be . *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res. B*, 172, 822–826.

Granger, D. E., Kirchner, J. W. and Finkel, R. C., 1997. Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited alluvium, *Geology*, 25, 107–110.

Granger, D., 2006. A review of burial dating methods using ^{26}Al and ^{10}Be . En: L. Siame, D. L. Bourles and E. T. Brown, (Eds) *In Situ-Produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Surfaces* Special paper 415, Boulder: The Geological Society of America, pp. 1–16.

Groom, D. E., Mokhov, N. V. and Striganov, S. I., 2001. Muon stopping-power and range tables, *Atom. Data Nucl. Data Tables*, 78, 183–356.

Gutiérrez Elorza, M. y Rodríguez Vidal, J., 1978. Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema. *Central. Bol. Geol. Min.*, 2, 109-113.

Gutiérrez-Elorza, M., y Gracia, F.J., 1997. Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). En: M. Widdowson, (Eds).

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation. Geological Society Publication, 120, pp. 147-158.

Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and the stream-gradient index. Journal of Research of the United State Geological Survey, 1, 421–429.

Haeuselmann, P., Granger, D. E., Jeannin, P. Y. and Lauritzen, S. E., 2007. Abrupt glacial valley incision at 0.8 Ma dated from cave deposits in Switzerland. Geology, 35 143–146.

Hein, A. S., Hulton, N. R. J., Dunai, T. J., Schnabel, C., Kaplan, M. R., Xu, S. and Naylor, M., 2009. Middle Pleistocene glaciation in Patagonia dated by cosmogenic-nuclide measurements on outwash gravels. Earth Planet. Sci. Lett. doi:10.1016/j.epsl.2009.06.026.

Heisinger, B., Lal, D., Jull, A., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K., Nolte, E., 2002a. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. Earth Planet. Sci. Lett., 200 (34), 357-369.

Heisinger, B., Lal, D., Jull, A., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Neumaier, S., Knie, K., Lazarev, V., Nolte, E., 2002b. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 1. Fast muons. Earth Planet. Sci. Lett., 200 (34), 345-355.

Hernaiz Huerta, P. P., López Olmedo, F. y Díaz de Neira, A. 2005. Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, hoja Riaza (432). IGME.

Hernáiz Huerta, P.P., Escuder Viruete, J., Rodríguez Fernández, L.R., Valverde-Vaquero, P. y Dunning, G., 1996. Evolución estructural de la zona de cizalla

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

extensional de Berzosa-Riaza, sector de Somosierra, Sistema Central Español. Geogaceta, 20, 4, 875–878.

Hernandez Pacheco, E., 1912. Ensayo de síntesis geológica del Norte de la Península Ibérica. Trabajos del MuseodeCC. Naturales, Junta para la Ampliación de Estudios, Madrid.

Hernandez Pacheco, E., 1914. Régimen geográfico y climático de la Meseta Castellana durante el Mioceno. Rev. de la Real Acad. De Cienc. Exat. Pís. y Nat. ,1-11.

Hernandez Pacheco, E., 1923. Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica. Asoc. Española para el Progreso de las Ciencias, 11,119-134.

Hernandez Pacheco, E., 1932: Tres ciclos de erosion geologica en las Sierras Orientales de la Cordillera Central. Bolletin Sociedad Española de Historia Natural, 32, 455-460.

Hernandez Pacheco, F., 1962. La formación de depósitos de grandes bloques de edad pliocena: su relación con la raña. Estu. Ceol. , 18(12), 75-88.

Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. The Geological Society of America, 56, 275–370.

Huguet, R., Arsuaga, J. L., Pérez-González, A., Arriaza, M. C., Sala-Burgos, M.T.N., Laplana, C., Sevilla, P., García, N., Alvarez-Lao, D., Blain, H-A. y Baquedano, E., 2010. Homínidos y hienas en el Calvero de la Higuera (Pinilla del Valle, Madrid) durante el Pleistoceno Superior. Resultados preliminares. En: E. Baquedano, J. Rossell (Eds). Zona Arqueológica 13. Actas de la primera reunión de científicos sobre cubiles

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

de hienas (y otros grandes carnívoros) en los yacimientos arqueológicos de la Península Ibérica. Museo Arqueológico Regional. Alcalá de Henares, Madrid.

Jena, S.K. and Tiwari, K.N., 2006. Modeling synthetic unit hydrograph parameters with geomorphologic parameters of watersheds. *Journal of Hydrology*, 319, 1–14.

Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Baquedano, E. y Arsuaga, J. L., 2011. Secuencia geomorfológica y reconstrucción del paisaje durante el Cuaternario en el valle del río Lozoya (Sistema Central, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, 105 (1-4), 149-162.

Klein, J., Giegengack, R., Middleton, R., Sharma, P., Underwood, J. R. and Weeks, W. A., 1986. Revealing histories of exposure using in-situ produced ^{26}Al and ^{10}Be in Libyan desert glass. *Radiocarbon*, 28, 547–555.

Knighton, A.D., 1998. *Fluvial Forms and Processes. A New Perspective*. Arnold, London.

Kober, F., Ivy-Ochs, S., Leya, I., Baur, H., Magna, T., Wieler, R. and Kubik, P. W., 2005. In situ cosmogenic ^{10}Be and ^{21}Ne in sanidine and in situ cosmogenic ^3He in Fe-Ti-oxide minerals, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 236, 404–418.

Kohl, C. P. and Nishiizumi, K., 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 3583–3587.

Kong, P., Granger, D., Wu, F., Caffee, M.W., Wang, Y., Zhao, X. and Zheng, Y., 2009. Cosmogenic nuclide burial ages and provenance of the Xigeda paleo-lake: Implications for evolution of the Middle Yangtze River. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 278, 131–141.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Kubik, P. W., Ivy-Ochs, S., Masarik, J., Frank, M. and Schlüchter, C., 1998. ^{10}Be and ^{26}Al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of Kofels, -Otztal Valley, Austria. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 161, 231–241.

Kurz, M. D., 1986b. In situ production of terrestrial cosmogenic helium and some applications to geochronology, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 2855–2862.

Lal, D. and Arnold, J. R., 1985. Tracing quartz through the environment. *Proc. Indian Acad. Sci. Earth Planet. Sci.*, 94, 1–5.

Lal, D. and Peters, B., 1962. Cosmic ray produced isotopes and their application to problems in geophysics. En: J. G. Wilson and S. A. Wouthuysen, (Eds). *Progress in Elementary Particle and Cosmic Ray Physics* 6, Amsterdam: North Holland Publishing Company, pp. 77–243.

Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 424–439.

Larue, J.P., 2008. Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France). *Geomorphology*, 93, 343–367.

Leopold, L.B., 1994. *A View of the River*. Cambridge University Press, New York.

Mackin, J.H., 1948. Concept of the graded river. *Geological Society of America Bulletin*, 59, 463–512.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Leya, I., Lange, H. J., Neumann, S., Wieler, R. and Michel, R., 2000. The production of cosmogenic nuclides in stony meteorites by galactic cosmic ray particles. *Meteoritics Planet. Sci.*, 35, 259–286.

López Olmedo, F., Díaz de Neira, A. y Hernaiz Huerta, P. P. 2007. Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, hoja Sepulveda (431). IGME.

López Olmedo, F., Díaz de Neira, A., Martín Serrano, A., Calvo, J.P., Morales, J., Peláez-Campomanes, P., 2004. Unidades estratigráficas en el registro sedimentario neógeno del sector occidental de la Cuenca de Madrid. *Revista Sociedad Geológica de España*, 17 (1-2), 87-101.

López Olmedo, F., Montes Santiago, M. J., Nozal, F. y Luengo, J., 2005. Unidades litoestratigráficas del Terciario del sector de Sepúlveda-Ayllón. Borde suroriental de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 38, 75-78.

Lozano Tena, M.V., y Peña Monné, J.L., 2010. Las superficies de erosión de la Sierra de Albarracín en el contexto general de la Cordillera Ibérica centroriental. En: *Las formas del relieve de la Sierra de Albarracín* (J.L. Peña Monné, M. Sánchez Fabre, M.V. Lozano Tena, Coords). Centro de Estudios de la Comunidad de Albarracín. Colección Estudios, 7, pp. 61-89.

Luengo, J., Garcés, M., Montes, M., Beamud, E., Nozal, F., López-Olmedo, F., y Armenteros, I., 2006. Magnetoestratigrafía del Neógeno de la Cuenca del Duero. Reunión de la comisión de paleomagnetismo de la Sociedad Geológica de España, 23-26 septiembre, Puigcerdà, España, pp. 22-25.

Macpherson J., 1879. Breve noticia acerca de la espacial estructura de la Península Ibérica. *Ann. de la Sociedad Española de Historia Natural (memorias)*, 8, 5-26.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Macpherson, J., 1901. Ensayo de la historia evolutiva de la Península Ibérica. Ana. de la Soco Española de Hist. Nat., 10, 123-165.

Márquez, B., Mosquera, M., Baquedano, E., Pérez-González, A., Arsuaga, J. L., Panera, J., y Espinosa, J.A., 2013, Evidence of a Neanderthal- made quartz-based technology at Navalmañillo rockshelter (Pinilla del Valle, Madrid Region, Spain). Journal of Anthropological Research. 693, 373-395.

Martín Duque, J. F., 1997. La geomorfoñogía en los estudios del medio físico y planificación territorial. Propuesta metodológica y aplicación a un sector del Sistema Central. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid, pp. 364.

Masarik, J. and Reedy, R. C., 1994. Effects of bulk composition on nuclide production processes in meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta, 58, 5307–5317.

Masarik, J. and Reedy, R. C., 1995. Terrestrial cosmogenic-nuclide production systematics calculated from numerical simulations. Earth Planet. Sci. Lett., 136, 381–395.

Masarik, J., 2002. Numerical simulation of in situ production of cosmogenic nuclides, Geochim. Cosmochim. Acta, 66, 491.

Merchel, S., Braucher, R., Benedetti, L., Grauby, O. and Bourle`s, D., 2008b. Dating carbonate rocks with in-situ produced cosmogenic Be-10: Why it often fails. Quaternary Geochronology, 3, 299–307.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Molina, E., y Apmenteros, I., 1986. Los arrasamientos pliocenos y plio-pleistoceno en el sector suroriental de la Cuenca del Duero. *Stydia Geológica Salmanticensia*, 22, 293-307.

Morales, J., Alcalá, L. y Nieto, M., 1993. Las faunas de vertebrados del Terciario. En: Madrid antes del hombre. Museo Nacional de Ciencias Naturales. Comunidad de Madrid, pp. 23-31

Morris, P.H. and Williams, D.J., 1997. Exponential longitudinal profiles of streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 143–163.

Niedermann, S., 2002. Cosmic-ray-produced noble gases in terrestrial rocks: dating tools for surface processes. *Rev. Mineral. Geochem.*, 47, 731–784.

Niedermann, S., Graf, T., Kim, J. S., Kohl, C. P., Marti, K. and Nishiizumi, K., 1994. Cosmic-ray-produced ^{21}Ne in terrestrial quartz: the neon inventory of Sierra Nevada quartz separates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 125, 341–355.

Ninyerola, M., Pons, X. y Roure J.M., 2005. Atlas climático digital de la Península Ibérica. Metodología y aplicaciones en bioclimatología y geobotánica. Universidad Autónoma de Barcelona, Bellaterra.

Nishiizumi, K., 2004. Preparation of ^{26}Al AMS standards. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res. B*, 223, 388–392.

Nishiizumi, K., Finkel, R. C., Caffee, M.W., Southon, J. R., Kohl, C. P., Arnold, J. R., Olinger, C. T., Poths, J. and Klein, J., 1994. Cosmogenic production of ^{10}Be and ^{26}Al on the surface of the Earth and underground, *Proceedings of the 8th International*

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, US Geological Survey Circular, 1, 107-234.

Nishiizumi, K., Klein, J., Middleton, R. and Craig, H., 1990. Cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al and ^3He in olivine from Maui lavas, Earth Planet. Sci. Lett., 98, 263–266.

Nishiizumi, K., Lal, D., Klein, J., Middleton, R. and Arnold, J. R., 1986. Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates. Nature, 319, 134–135.

Nishiizumi, K., Winterer, E. L., Kohl, C. P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D. and Arnold, J. R., 1989. Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. J. Geophys. Res., 94, 17907–17915.

Nozal Martin, F., y Rubio, F. J., 1998. Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Ayllon (404). IGME, Madrid.

Ordoñez, S., González Martín, J. A. y Garcia Del Cura, M. A., 1990. Datación radiogenica (U-234/U-238 y Th-230/U-234) de sistemas travertínicos del Alto Tajo (Guadalajara). Geogaceta, 8, 53-56.

Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Reyes y E., Díaz-Bautista, A., 2009. A review of the Tagus river tufa deposits (central Spain): age and palaeoenvironmental record. Quaternary Science Review, 28, 947-963.

Palacios, D., De Marcos, J. y Vasquez-Selem, L. 2011. Last Glacial Maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, Central Iberian Peninsula. Quaternary International, 233, 16-26.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Parga, J.R., 1969. Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischem. Massiv. Geol. Rundschau, 59, 323-336.

Patton, P.C., 1988. Drainage basin morphometry and floods. En: V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C. (eds.), Flood Geomorphology, Baker, Wiley, USA, pp. 51–65.

Pedraza Gilsanz, J., 1978. Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid.

Pedraza Gilsanz, J., 1989. La morfogénesis del Sistema Central y su relación con morfología granítica. Cuaderno Lab. Xeoloxico de Laxe., 13, 31-46.

Pedraza, J. y Carrasco, R.M., 2006. El Glaciarismo Pleistoceno del Sistema Central. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 13(3), 278-288.

Pedraza, J., 1994. El sistema Central Español. En: M. Gutiérrez Elorza (Eds). Geomorfología de España. Rueda. Madrid, pp. 63-100.

Penck, W., 1953. Morphological Analysis of Landforms. Contribution to Physical Geology, MacMillan and Co., (Primera edición en lengua alemana en 1924).

Penk, W. 1972. Morphological analysis of Landforms a contribution to Phisical geology. Hafner P.C.N., New York.

Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J.L., Soriano, M.A., y Yetano, L.M., 1984. Geomorfología de la provincia de Teruel. Instituto de Estudios Turolenses, CSIC, Madrid.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Pérez-González, A., 1982. Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y su relación con la cuenca del Tajo, Tesis Doctoral, Ed. Complutense, Madrid, pp. 787.

Pérez-González, A., 1994. Depresión del Tajo. En: M. Gutierrez Elorza (eds). Geomorfología de España. Rueda, Madrid, pp. 389-410.

Pérez-González, A., y Gallardo, J., 1987. La Raña al sur de Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. Geogaceta, 2, 29-32.

Pérez-González, A., Gallardo, J., Portero, J.M. 1990. Mapa geomorfológico. En: Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Valdepeñas de la Sierra (485). IGME, Madrid

Pérez-González, A., Karampaglidis, T., Arsuaga, J. L., Baquedano, E., Báñez, S., Gómez, J. J., Panera, J., Márquez, B., Laplana, C., Mosquera, M., Huguet, R., Sala, P., Arriaza, M. C., Benito, A., Aracil y E., Maldonado, E. 2010. Aproximación geomorfológica a los yacimientos del Pleistoceno Superior del Calvero de la Higuera en el Valle Alto del Lozoya (Sistema Central español, Madrid). En: E. Baquedano, J. Rossell (Eds). Zona Arqueológica 13. Actas de la primera reunión de científicos sobre cubiles de hienas (y otros grandes carnívoros) en los yacimientos arqueológicos de la Península Ibérica. Museo Arqueológico Regional. Alcalá de Henares, Madrid.

Pérez-González, A., Santonja, M., Gallardo, J.; Aleixandre, T., Sesé, C., Soto, E., Mora, R., y Villa, P., 1997. Los yacimientos pleistocenos de Torralba y Ambrona y sus relaciones con la evolución geomorfológica del Polje de Conquezuela (Soria). Geogaceta, 21, 175-178.

Phillips, J.D. and Lutz, J.D., 2008. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. Geomorphology, 102 (3-4), 554-566.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Pinilla, L.; Pérez-González, A.; Sopeña, A. y Pares, J. M., 1995. Fenómenos de hundimientos sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la cuenca de Madrid (Almoguera-Fuentidueña de Tajo). En: T. Aleixandre, A. Pérez-González, (Eds). Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario. Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC, Madrid, pp. 125-139.

Portero, J. M. y Aznar, J. M., 1984. Evolución morfotectónica y sedimentación terciaria en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). I Congreso español de Geología, Segovia, 3, 253-263.

Portero, J.M. y Olivé, A., 1983. El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra. En: J.A. Comba, Coord. Geología de España (Eds). Libro Jubilar J.M. Ríos. Instituto Geológico y Minero de España, volumen 2, pp. 527-534.

Portero, J.M., Aznar, J.M., Pérez González, A. y González Lodeiro, F., 1990. Mapa Geológico de España, a E. 1:50.000, hoja Valdepeñas de La Sierra (485). I.T.G.E. Madrid.

Portero, J.M., Pérez-González, A., Aznar, J.M., y Díaz, M., 1991. Mapa Geológico de España, E 1:50,000 Jadraque, (486). IGME, Madrid.

Richards, K.S., 1982. Rivers. Form and Process in Alluvial Channels. Edward Arnold, London.

Ritter, D.F., Kochel, R.C. and Miller, J.R., 1995. In Process Geomorphology. William C. Brown, Dubuque, IA.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Rodés, A., 2008. La ultima desglaciación en los Pirineos: datación de superficies de exposición mediante de ^{10}Be , y modelado numérico de paleoglaciares. Tesis Docotoral, Universitat de Barcelona.

Ruiz de la Torre, J., Allue-Camacho, M., Garcia-Lopez, J.M., Martinez Santa-Maria, C., Martinez-Labarga, J.M., Morcillo San Juan, A., San Miguel-Ayanz, A., San Miguel-Ayanz, J., Vilasante Plagare, A., Arranz-Sanz, J.A., Vazquez-Pique, J. y Lopez-Leiva, C., 1998. Mapa forestal de España a E. 1:200.000, hoja Segovia 5-5. Ministerio de Medio Ambiente.

Santonja, M. y Pérez-González, A., 1997. Los yacimientos achelenses en terrazas fluviales de la Meseta Central española. En: Cuaternario Ibérico. Rodríguez Vidal, J. (Eds). Madrid, pp. 224-234.

Santonja, M. y Pérez-González, A., 2001. El Paleolítico inferior en el interior de la Península Ibérica. Un punto de vista desde la Geoarqueología. Zephyrus, 53-54, (2000-2001), 27-77.

Sanz Herráiz, C., 1986. El relieve del Guadarrama oriental. Tesis Doctoral, Facultad de Geografía e Historia, Universidad Complutense, Madrid, pp. 1100.

Sanz Santos, M. A., 1987. Los relieves residuales de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español): Sucesión y Génesis. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid, pp. 125.

Sanz Santos, M. A., 2001. Desarrollo y validación de un procedimiento digital para los análisis morfográficos. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid, pp. 319.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Schaller, M., Ehlers, T. A., Blum, J. D. and Kallenberg, M. A., 2009. Quantifying glacialmoraine age, denudation, and soil mixing with cosmogenic nuclide depth profiles, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 114, 01-012.

Schröder, S., 1948. Zona limítrofe del Guadarramaylas cadenas hespéricas. *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*, 4, 234-295.

Schumm, S.A., 2005. *River Variability and Complexity*. Cambridge University Press, New York.

Schwenzner, J. E. 1937. La morfología de la región montañosa central de la meseta española. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 41, 121-128.

Seidl, M.A., Finkel, R. C., Caffee, M.W., Hudson, G. B. and Dietrich, W.E., 1997. Cosmogenic isotope analyses applied to river longitudinal profile evolution: problems and interpretations. *Earth Surf. Process. Landforms*, 22, 195–209.

Sesé, C. y Ruiz Bustos, A., 1992. Nuevas faunas de micromamíferos del Pleistoceno del Norte de la Provincia de Madrid (España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 87 (1 -4), 115- 139.

Sesé, C., Soto, E. y Pérez-González, A., 2000. Mamíferos de las terrazas del valle del Tajo: primeras notas de micromamíferos del Pleistoceno en Toledo (España central), *Geogaceta*, 28, 137-140.

Silva, P.G., Goy, J.L. y Zazo, C., 1988. Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geológicos*, 44, 415–427.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Silva, P.G., y Ortiz, I., 2002. Mapa geomorfológico. En: Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Ledanca (487). IGME, Madrid.

Simpson, J. A., 1958. Cosmic Radiation Neutron Intensity Monitor, London: Pergamon Press.

Sinha, S.K. and Parker, G., 1996. Causes of concavity in longitudinal profiles of rivers. Water Resources Research, 32, 1417–1428.

Smart, D. F., Shea, M. A. and Fluckiger, E. O., 2000. Magnetospheric models and trajectory computations. Space Sci. Rev., 93, 305–333.

Smith, T.R., Merchant, G.E. and Birnir, B., 2000. Transient attractors: towards a theory of the graded stream for alluvial and bedrock channels. Computers and Geosciences, 26, 541–580.

Sole Sabaris, L.; Fontquer, N.; Llopis, N. Y Masachs, V., 1952. Geografía Física de España. En TERAN, M. (Eds.). Geografía de España y Portugal, Montaner y Simón, Barcelona, volumen 1, pp. 500.

Stickell, R., 1930. Die geographische Grundzüge das Nord-westpaniens einlsh. von Altkastilien. Verh. Wiss. Abhandl., 147-154.

Stone, J. O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production, J. Geophys. Res., 105, 23753–23759.

Strahler, A.N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. En: Chow, V.T. (Eds.). Handbook of Applied Hydrology. Publisher, New York.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Torres, T. 1974. Estudio de la Cueva del Reguerillo. Proyecto Fin de Carrera ETSIM, Madrid, pp. 352.

Torres, T., Cobo, R., García-Alonso, P., Grün, R., Hoyos, M., Juliá, R., Llamas, J. y Soler, V., 1995. Evolución del sistema fluvial Jarama-Lozoya-Guadalix durante el Plioceno terminal y Cuaternario. *Geogaceta*, 17, 46-48.

Torres, T., Cobo, R., García-Cortés, A., Hoyos, M. y García-Alonso, P., 1994. Cronoestratigrafía de los depósitos fluviokársticos del Cerro de la Oliva (Patones, Madrid). *Geogaceta*, 15, 90-93.

Torres, T., Ortiz, J.E., Cobo, R., Puch, C., Julia, R., Grün, R. y Soler, V., 2005. Génesis y edad del karst del Cerro de la Oliva y la Cueva del Reguerillo (Torrelaguna, Madrid), Madrid. En T. Torres (Eds). *Agua, minería y medio ambiente: libro homenaje al profesor Rafael Fernández Rubio*, IGME, Madrid, pp. 225-242.

Türkan, A. and Bekir, A., 2011. Development and morphometry of drainage network in volcanic terrain, Central Anatolia, Turkey. *Geomorphology*, 125(4), 485-503.

Ubanell, A.G., 1981. Estudio de la fracturación de un segmento del Sistema Central Español. Tesis Doctoral, Facultad de Geología, Editor Complutense, Madrid, pp. 200.

Vaudour, J., 1979. Laregion de Madrid. Alterations, Soils y Paléosols. Contribution a l'etude Geomorphologique d'un region mediterrannéenne semiaride. Tesis Doctoral, OPHRYS, Paris, pp. 390.

Vegas, R. y Banda, E. 1982. Tectonic Framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula. En: GOGEL, A. (Eds). *Earth evolution science*, 2(4), 320-343.

Vera, J.A., 2004. *Geología de España*. Sociedad Geologica España, IGME, Madrid.

CAPÍTULO 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Vidalbox, C., 1937. Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central en el segmento comprendido en la provincia de Avila. Bol. Real Soc. Española de Hist. Natural, XXXVII (1-6), 79-106.

Vijith, H. and Satheesh, R., 2006. GIS based morphometric analysis of two major upland sub-watersheds of Meenachil River in Kerala (short note). Journal of the Indian of Remote Sensing, 34, 181–185.

Warburton, J. and Álvarez, C., 1989. A Thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. En: V.T. (eds.). Libro Homenaje a Chow. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (AGGEP), Madrid.

Westaway, R., Bridgland, D.R., Sinham, R. and Demir, T., 2009. Fluvial sequences as evidence for landscape and climatic evolution in the Late Cenozoic: A synthesis of data from IGCP 518. Global and Planetary Change, 68 (4), 237-253.

Wolokowinsky, F. L. and Granger, D. E., 2004. Early Pleistocene incision of the San Juan River, Utah, dated with ^{26}Al and ^{10}Be . Geology, 32, 749–752.

ANEXOS I: RESULTADOS DEL ANÁLISIS POR FLUORESCENCIA POR RAYOS X

La evolución geomorfológica de la cuenca de drenaje del Río
Lozoya (Comunidad de Madrid, España).

ANEXOS I: RESULTADOS DEL ANÁLISIS POR FLUORESCENCIA POR RAYOS X

Muestra	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3t (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	TiO2 (%)	P2O5 (%)	SO3 (%)	LOI
Nivel-01 (SGD-1)	19,13	13,43	5,61	<LD	1,35	27,33	0,16	1,31	0,52	5,06	<LD	26,08
Nivel-02 (SGD-1)	61,74	10,86	5,63	<LD	1,16	6,16	0,3	3,37	0,66	1,45	<LD	8,64
Nivel-03 (SGD-1)	74,88	11,54	2,54	<LD	0,5	1,68	0,28	4,07	0,3	0,34	<LD	3,85
Nivel-04 (SGD-1)	59,83	13,07	9,18	0,02	1,17	3,18	0,38	3	0,86	1,5	<LD	7,79
Nivel-05 (SGD-1)	11,37	3,29	1,14	0,03	15,8	27,88	0,1	0,61	0,15	0,82	<LD	38,78
Nivel-06 (SGD-1)	22,08	5,85	1,85	0,1	13,72	21,75	0,15	1,16	0,29	0,73	<LD	32,28
Nivel-07 (SGD-1)	8,36	2,73	0,91	0,02	17,6	27,91	0,15	0,47	0,12	0,49	<LD	41,22
Nivel-08 (SGD-1)	10,46	3,05	0,96	0,02	16,68	27,69	0,12	0,56	0,13	0,26	<LD	40,05
Nivel-00 (SGD-1)	1,37	1,06	0,84	0,46	7,67	44,51	0,18	0,12	0,03	15,12	<LD	28,62
Muestra de Dolomia	0,85	0,47	0,4	<LD	20,33	31,08	0,16	0,09	0,02	0,07	<LD	46,46
Ck	3,7	1,38	0,44	<LD	15,17	34,1	0,06	0,21	0,06	0,27	<LD	44,58
Nivel Ar-01 (SGD-2)	23,36	6,92	2,24	0,05	12,93	20,89	0,22	1,17	0,34	0,47	<LD	31,39
Debris-01 (SGD-2)	23,26	5,9	1,74	0,03	13,05	21,88	0,21	1,21	0,27	0,32	<LD	32,09
Debris-02 (SGD-2)	20,81	4,82	1,29	0,03	13,44	23,67	0,21	1,09	0,21	1,59	<LD	32,81
Terra rosa-01 (SGD-2)	53,56	21,61	7,77	0,14	2,8	1,18	0,36	2,42	1,07	0,13	<LD	8,93
Terra rosa-02 (SGD-2)	56,08	18,2	6,1	0,14	2,36	3,52	0,47	2,77	0,88	0,36	<LD	9,12
Nivel cl-03 (SGD-2)	18,72	5,78	1,88	0,04	13,09	24,32	0,2	0,93	0,28	1,43	<LD	33,3
Nivel Inferior (SC1)	63,13	15,22	3,93	0,05	2,27	3,23	0,23	3,42	0,57	0,06	<LD	7,88
Nivel Inferior (SC1)	55,85	12,74	3,45	0,05	4,58	6,82	0,21	2,96	0,5	0,08	<LD	12,75
Nivel Intermedio (SC1)	12,74	3,72	1,13	0,02	15,38	27,45	0,2	0,69	0,17	0,07	<LD	38,4
Nivel Superior (SC1)	12,09	3,56	1,1	0,03	17,21	24,97	0,23	0,69	0,16	0,09	<LD	39,85
SC2-Superior (1)	7,83	3,99	1,36	0,03	16,64	27,83	0,1	0,39	0,17	0,07	<LD	41,56
SC2-Superior (2)	5,53	2,39	0,96	0,03	14,96	33,05	0,08	0,28	0,11	0,08	<LD	42,5
SC2-Inferior (1)	24,61	6,72	2,25	0,05	12,77	20,44	0,36	1,34	0,29	0,11	<LD	31,05
SC2-Superior (3)	4,21	1,83	0,77	0,02	18,12	31,02	0,08	0,25	0,09	0,05	<LD	43,55
SC2-Inferior (2)	32,51	8,89	2,72	0,05	10,22	17,07	0,33	1,74	0,4	0,11	<LD	25,95
SC2-Inferior (3)	24,74	9,28	3,15	0,1	11,73	19,51	0,26	1,16	0,46	0,53	<LD	29,07

ANEXOS II: ANÁLISIS MECÁNICO-MÉTODO PIPETA DE ROBINSON

La evolución geomorfológica de la cuenca de drenaje del Río
Lozoya (Comunidad de Madrid, España).

ANEXOS II: ANÁLISIS MECÁNICO-MÉTODO PIPETA DE ROBINSON

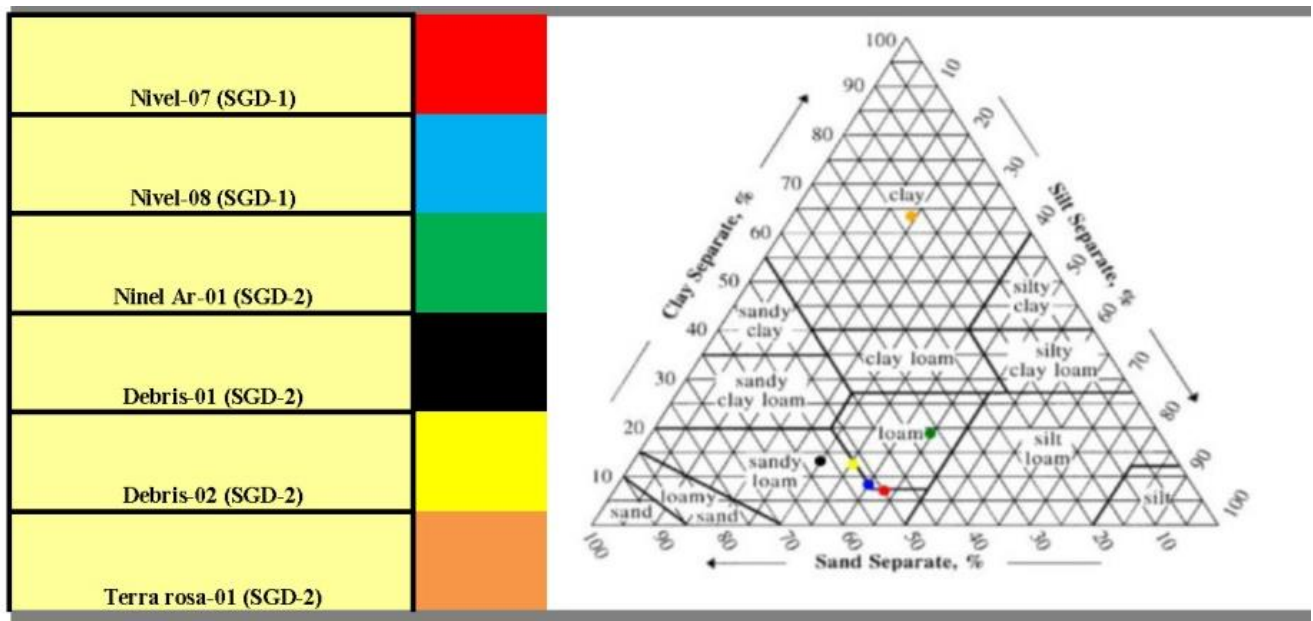
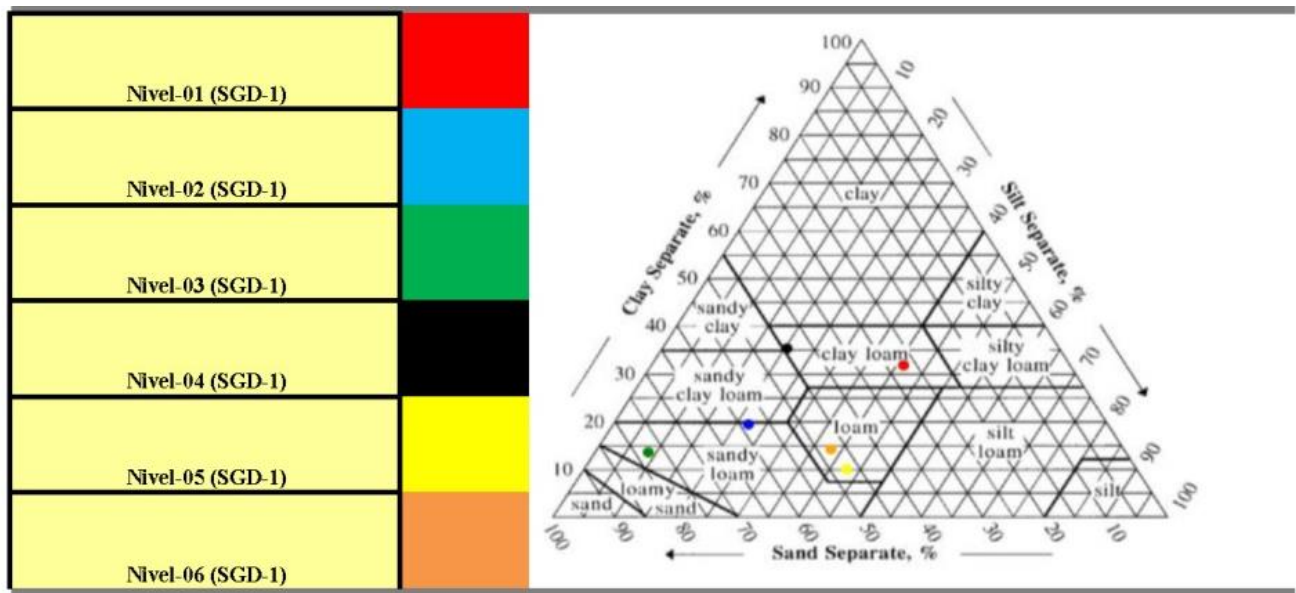
PIPETA
ANÁLISIS MECÁNICO-METODO PIPETA DE ROBINSON

Muestra N°	Peso* muestra (grs.)	Arena Total USDA 2 - 0,053 mm.	Arena M. Gruesa 2 - 1. mm.	Arena Gruesa 1 - 0,500 mm.	Arena Media 0,500 - 0,212 mm.	Arena Fina 0,212 - 0,106 mm.	Arena Fina 0,106 - 0,053 mm.	Limo Arcilla <0,02 mm.	Limo ISSS 0,02 - 0,002 mm.	Arcilla ISSS USDA < 0,002 mm.	Arena M. Fina 0,05 - 0,02 mm.	Limo + Ar. M. Fina (limo USDA) 0,05 - 0,002 mm.	Arena Total ISSS 2 - 0,02 mm.	Clasificación Textural (USDA)
Nivel-01 (SGD-1)	213,388	197,038	1,787	1,584	1,358	1,296	1,775	29,216	0,29	31,89				
(g)	183,633	183,633	0,315	0,32	0,325	0,323	0,331	28,917	0,146	31,734				
(g)	22,723	6,173	1,472	1,264	1,033	1,444	0,29	0,14	0,146					
%		27,47	6,48	5,56	4,55	4,28	6,35	31,69	32,13		9,02	40,71	36,19	Clay Loam
Nivel-02 (SGD-1)	204,037	195,474	2,123	3,165	4,445	2,411	1,465	28,789	0,14	28,237				
(g)	181,964	181,964	0,342	0,347	0,329	0,324	0,324	28,64	0,082	28,145				
(g)	20,08	12,117	1,781	2,818	4,116	2,088	1,141	0,14	0,058	0,082				
%		58,59	8,61	13,63	19,90	10,10	5,52	30,757	14,02	19,83	7,56	21,58	66,15	Sandy Loam
Nivel-03 (SGD-1)	156,277	151,19	7,104	4,796	4,172	2,402	1,019	30,652	0,096	29,179				
(g)	132,022	132,022	0,329	0,333	0,328	0,319	0,329	30,652	0,064	29,105				
(g)	23,001	17,914	6,775	4,463	3,844	2,083	0,69	0,096	0,032	0,064	1,25	8,20	79,13	Sandy Loam
%		77,88	29,46	19,40	16,71	9,06	3,00	29,668	6,96	13,91	4,76	19,84	49,17	Clay Loam
Nivel-04 (SGD-1)	209,09	197,115	2,17	2,678	3,078	1,891	1,325	27,09	0,046	29,556				
(g)	186,005	186,005	0,319	0,323	0,328	0,319	0,319	29,44	0,154	29,219				
(g)	21,544	9,569	1,851	2,355	2,75	1,564	1,006	0,219	0,065	0,154				
%		44,42	8,59	10,93	12,76	7,26	4,67	15,09	35,74		27,35	42,34	74,73	Loam
Nivel-05 (SGD-1)	162,8	151,035	0,747	0,875	1,275	3,128	5,958	27,212	0,113	29,612				
(g)	138,512	138,512	0,333	0,331	0,33	0,33	0,33	27,09	0,046	29,556				
(g)	22,355	10,59	0,414	0,544	0,945	2,798	5,635	0,113	0,067	0,046				
%		47,37	1,85	2,43	4,23	12,52	25,21	14,99	10,29		26,52	37,56	74,31	Loam
Nivel-06 (SGD-1)	166,118	154,535	0,785	1,147	1,503	2,9	5,714	30,711	0,114	29,138				
(g)	143,639	143,639	0,328	0,331	0,328	0,339	0,326	30,588	0,065	29,063				
(g)	22,184	10,601	0,457	0,816	1,175	2,561	5,388	0,114	0,049	0,065				
%		47,79	2,06	3,68	5,30	11,54	24,29	11,04	14,65		33,79	42,66	83,77	Loam
Nivel-07 (SGD-1)	158,211	146,652	1,048	0,928	0,972	2,461	7,37	27,562	0,075	28,085				
(g)	134,419	134,419	0,327	0,326	0,332	0,331	0,319	27,476	0,034	28,039				
(g)	23,112	11,553	0,721	0,602	0,64	2,13	7,051	0,075	0,041	0,034				
%		49,99	3,12	2,60	2,77	9,22	30,51	8,87	7,36		27,35	42,66	83,77	Loam
Nivel-08 (SGD-1)	206,226	195,09	0,694	0,98	1,186	3,395	7,098	29,06	0,083	27,743				
(g)	182,996	182,996	0,324	0,331	0,339	0,322	0,328	28,966	0,04	27,691				
(g)	23,137	12,001	0,37	0,649	0,847	3,073	6,77	0,083	0,043	0,04				
%		51,87	1,60	2,81	3,66	13,28	29,26	9,29	8,64		30,19	39,49	82,06	Loam
Nivel Ar-01 (SGD-2)	206,227	195,666	0,446	0,509	0,74	1,181	4,539	37,934	0,116	29,453				
(g)	183,285	183,285	0,338	0,334	0,336	0,327	0,332	37,808	0,064	29,379				
(g)	16,702	6,141	0,108	0,175	0,404	0,854	4,207	0,116	0,052	0,064				
%		36,77	0,65	1,05	2,42	5,11	25,19	15,57	19,16		28,51	44,07	65,27	Loam
Debris-01 (SGD-2)	206,111	197,906	1,023	1,25	1,558	2,909	6,023	27,392	0,089	27,645				
(g)	186,462	186,462	0,34	0,336	0,329	0,331	0,325	27,293	0,052	27,583				
(g)	19,144	10,939	0,683	0,914	1,229	2,578	5,698	0,089	0,037	0,052				
%		57,14	3,57	4,77	6,42	13,47	29,76	9,66	13,58		19,61	29,28	76,76	Sandy Loam
Debris-02 (SGD-2)	203,017	194,118	0,936	1,233	1,438	2,449	5,129	29,468	0,085	36,597				
(g)	183,767	183,767	0,323	0,32	0,322	0,323	0,323	29,373	0,048	36,539				
(g)	18,632	9,733	0,613	0,913	1,116	2,116	4,806	0,085	0,037	0,048				
%		52,24	3,29	4,90	5,99	11,36	25,79	9,93	12,88		24,95	34,88	77,19	Sandy Loam
Terra rosa-01 (SGD-2)	158,113	141,939	0,618	0,866	1,254	1,118	1,132	28,44	0,311	31,993				
(g)	138,508	138,508	0,333	0,334	0,322	0,326	0,322	28,119	0,25	31,733				
(g)	19,593	3,419	0,285	0,532	0,932	0,792	0,81	0,311	0,061	0,25				
%		17,45	1,45	2,72	4,76	4,04	4,13	15,57	63,80		3,18	18,75	20,63	Clay

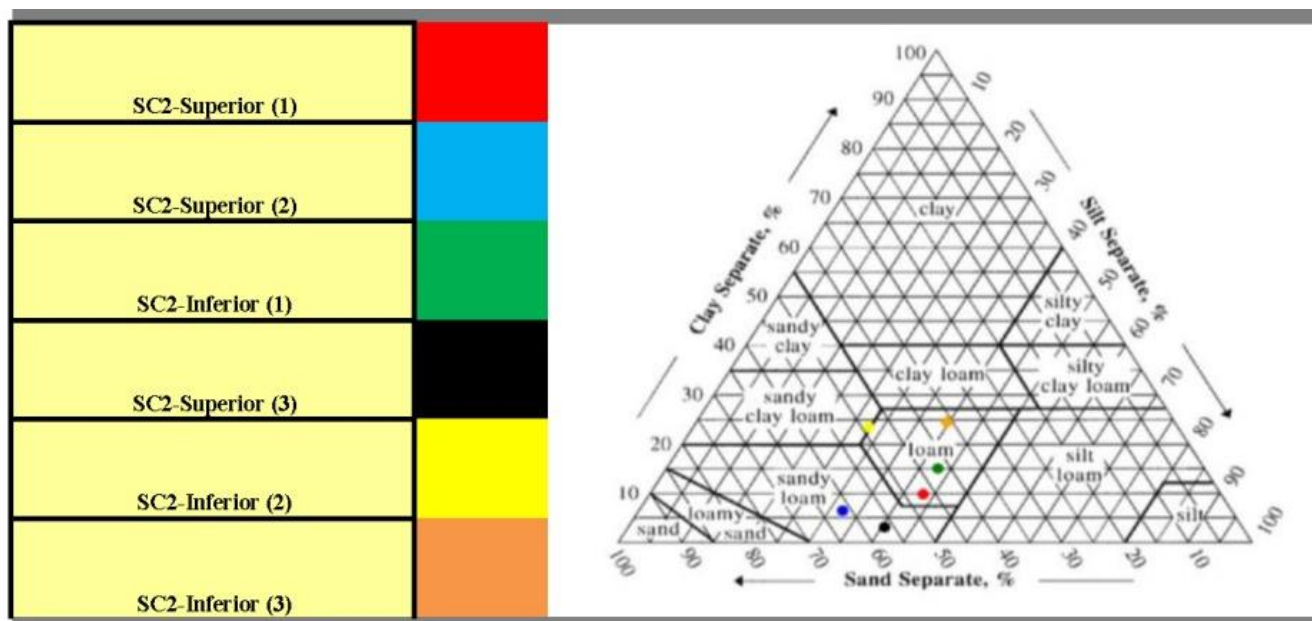
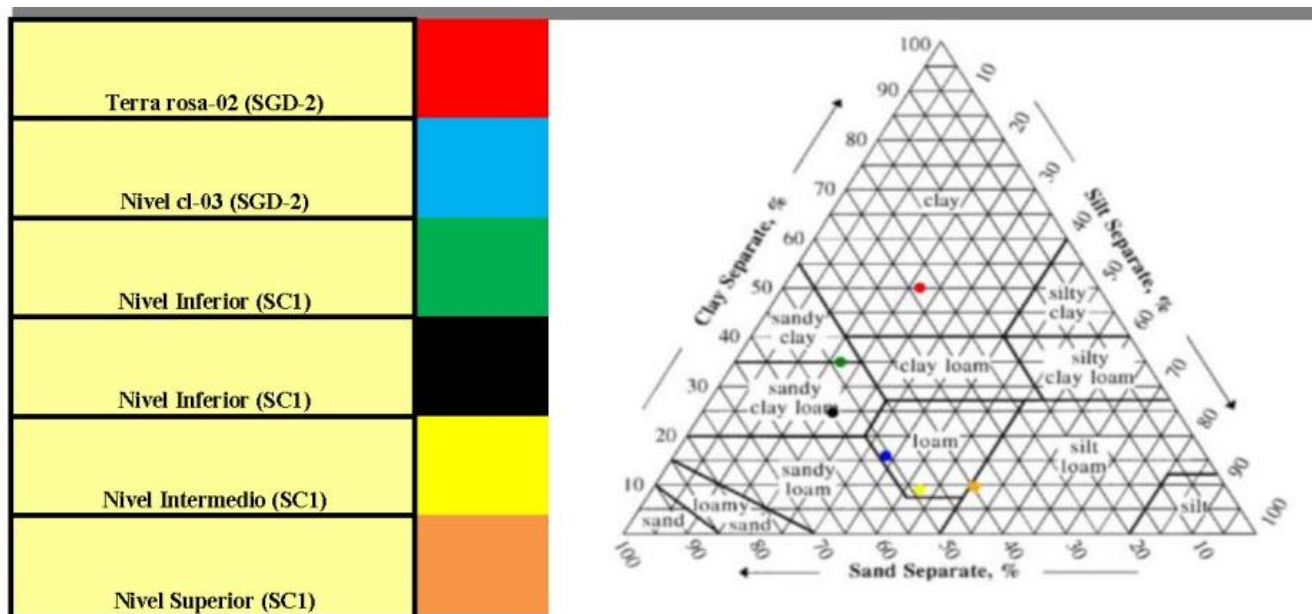
ANEXOS II: ANÁLISIS MECÁNICO-MÉTODO PIPETA DE ROBINSON

Terra rosa-02 (SGD-2)	122,103	106,766	0,907	1,473	2,088	1,699	1,502	29,434	0,284	40,641							
	100,475	100,475	0,325	0,32	0,328	0,335	0,323	29,14	0,216	40,415							
	21,406	6,069	0,582	1,153	1,76	1,364	1,179	0,284	0,068	0,216							
%		28,35	2,72	5,39	8,22	5,51	5,51		15,88	50,45			5,31	21,19	33,66		
Nivel cl-03 (SGD-2)	120,604	110,588	1,189	1,204	1,287	2,19	5,735	29,559	0,108	29,286							
	99,467	99,467	0,322	0,324	0,321	0,328	0,33	29,441	0,066	29,21							
	20,336	10,32	0,867	0,88	0,966	1,862	5,405	0,108	0,042	0,066							
%		50,75	4,26	4,33	4,75	9,16	26,58		10,33	16,23			22,70	33,03	73,45		
Nivel Inferior (SC1)	121,468	112,324	1,428	2,131	2,94	2,062	1,386	28,247	0,166	29,197							
	101,214	101,214	0,324	0,328	0,331	0,33	0,331	28,071	0,129	29,058							
	17,71	8,566	1,104	1,803	2,609	1,732	1,255	0,166	0,037	0,129							
%		48,37	6,23	10,18	14,73	9,78	7,09		10,45	36,42			4,77	15,21	53,13		
Nivel Inferior (SC1)	119,22	110,471	2,139	2,192	2,567	2,494	2,721	29,06	0,128	28,027							
	98,723	98,723	0,323	0,328	0,335	0,325	0,322	28,922	0,097	27,92							
	19,37	10,621	1,816	1,864	2,232	2,169	2,399	0,128	0,031	0,097							
%		54,83	9,38	9,62	11,52	11,20	12,39		8,00	25,04			12,13	20,13	66,96		
Nivel Intermedio (SC1)	117,893	108,004	1,237	1,104	1,202	2,058	5,106	29,077	0,073	29,266							
	97,854	97,854	0,325	0,331	0,327	0,328	0,322	28,994	0,036	29,22							
	19,269	9,38	0,912	0,773	0,875	1,73	4,784	0,073	0,037	0,036							
%		48,68	4,73	4,01	4,54	8,98	24,83		9,60	9,34			32,38	41,98	81,06		
Nivel Superior (SC1)	158,648	147,381	1,054	0,818	0,783	1,201	4,868	28,066	0,099	28,97							
	134,405	134,405	0,335	0,336	0,326	0,332	0,337	27,957	0,037	28,923							
	18,715	7,448	0,719	0,482	0,457	0,869	4,531	0,099	0,062	0,037							
%		39,80	3,81	2,58	2,44	4,64	24,21		16,56	9,89			33,75	50,32	73,55		
SC2-Superior (1)	208,164	197,553	1,441	1,189	1,049	1,951	5,188	38,828	0,088	36,793							
	186,002	186,002	0,32	0,324	0,336	0,319	0,32	38,73	0,041	36,742							
	20,031	9,44	1,121	0,865	0,713	1,632	4,868	0,088	0,047	0,041							
%		47,08	5,59	4,31	3,56	8,14	24,28		11,72	10,22			30,98	42,70	78,06		
SC2-Superior (2)	203,246	196,557	1,803	1,584	1,67	2,906	4,214	29,019	0,057	30,705							
	181,971	181,971	0,321	0,329	0,331	0,338	0,337	28,952	0,024	30,671							
	17,377	10,688	1,482	1,255	1,339	2,568	3,877	0,057	0,033	0,024							
%		61,51	8,53	7,22	7,71	14,78	22,31		9,50	6,91			22,09	31,59	83,60		
SC2-Inferior (1)	208,481	196,492	0,73	0,977	1,46	2,042	4,774	29,463	0,13	37,862							
	182,997	182,997	0,314	0,317	0,305	0,328	0,333	29,323	0,064	37,788							
	20,707	8,718	0,416	0,66	1,155	1,714	4,441	0,13	0,066	0,064							
%		42,10	2,01	3,19	5,58	8,28	21,45		15,94	15,45			26,51	42,44	68,61		
SC2-Superior (3)	215,132	206,803	1,311	1,254	1,512	3,14	5,073	29,215	0,071	27,615							
	193,665	193,665	0,319	0,319	0,326	0,317	0,319	29,134	0,013	27,592							
	19,217	10,888	0,992	0,935	1,186	2,823	4,754	0,071	0,058	0,013							
%		56,66	5,16	4,87	6,17	14,69	24,74		15,09	3,38			24,87	39,96	81,53		
SC2-Inferior (2)	161,095	150,109	1,743	1,938	2,187	2,24	2,932	37,976	0,163	28,399							
	138,444	138,444	0,325	0,326	0,326	0,321	0,324	37,803	0,102	28,287							
	21,514	10,528	1,418	1,612	1,861	1,919	2,608	0,163	0,061	0,102							
%		48,94	6,59	7,49	8,65	8,92	12,12		14,18	23,71			13,18	27,36	62,12		
SC2-Inferior (3)	208,023	195,403	0,947	1,175	1,245	1,691	3,53	29,537	0,15	29,321							
	187,828	187,828	0,327	0,329	0,317	0,322	0,322	29,377	0,098	29,213							
	19,747	7,1263	0,62	0,846	0,928	1,369	3,208	0,15	0,052	0,098							
%		36,09	3,14	4,28	4,70	6,93	16,25		13,17	24,81			25,93	39,10	62,02		

ANEXOS II: ANÁLISIS MECÁNICO-MÉTODO PIPETA DE ROBINSON



ANEXOS II: ANÁLISIS MECÁNICO-MÉTODO PIPETA DE ROBINSON



ANEXOS III: MAPA GEOMORFOLÓGICO DE DETALLE A ESCALA 1:50.000 DE LA CUENCA DE DRENAJE DEL RÍO LOZOYA

La evolución geomorfológica de la cuenca de drenaje del Río
Lozoya (Comunidad de Madrid, España).

